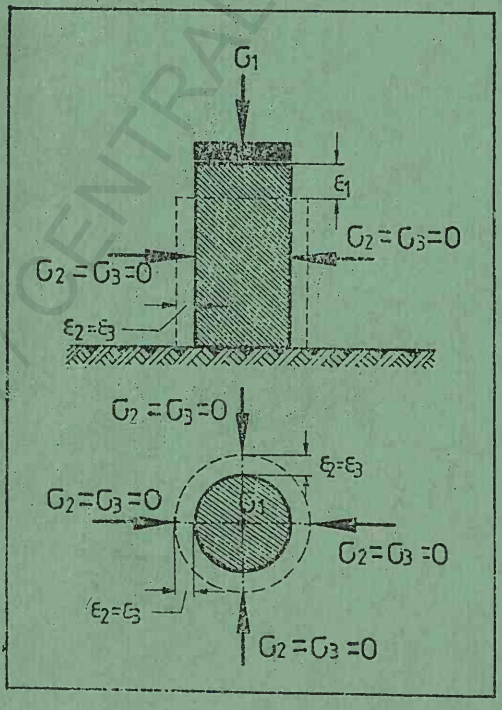
UNIVERSITATEA „Al. I. CUZA" – IAȘI
FACULTATEA DE BIOLOGIE-GEOGRAFIE-GEOLOGIE
SECȚIA DE INGINERIE GEOLOGICĂ ȘI GEOFIZICĂ

III-11.153

TUDOR SILION
LEONARD OLARU
VASILE MUȘAT

# GEOMECANICA




IAȘI – 1982

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

UNIVERSITATEA "AL.I.CUZA" IASI
FACULTATEA DE BIOLOGIE-GEOGRAFIE-GEOLOGIE
SECTIA DE INGINERIE GEOLOGICA SI GEOFIZICA

Prof.dr.ing.TUDOR SILION
Institutul Politehnic Iaşi

Sef lucr.dr.LEONARD OLARU
Universitatea "Al.I.Cuza"Iaşi

Sef lucr.ing.VASILE MUSAT
Institutul Politehnic Iaşi

# G E O M E C A N I C A

189470
B.C.U. - IASI

- I A S I -
1982

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 39.176
Biblioteca de Geologie-Geografie
T. III 11153

Cursul de geomecanică, este destinat studenţilor secţiei de inginerie geologică şi geofizică de la Universitate. Cursul a fost analizat în colectivul Catedrei de geologie-mineralogie, care a fost de acord cu multiplicarea lui.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# P R E F A T A

Directivele Congresului al XII-lea cu privire la planul cincinal 1981-1985 şi liniile directoare pînă în anul 1990 sînt menite să asigure condiţiile necesare pentru înfăptuirea în continuare cu succes a prevederilor Programului Partidului pentru progresul societăţii româneşti în pas cu cele mai noi cuceriri ale civilizaţiei moderne.

In domeniul Geologiei sarcina principală constă în dezvoltarea bazei de materii prime şi energie, sarcină legată de un program vast de investiţii orientate cu precădere spre dezvoltarea ramurilor de producţie. Investiţiile din acest domeniu sînt strîns legate de numeroase lucrări de construcţii privind domeniul industriei extractive, extinderea construcţiei de termocentrale, hidrocentrale şi centrale nucleare, perfecţionarea căilor de comunicaţii terestre, fluviale şi maritime, construcţii industriale, agricole, lucrări de gospodărire a apelor, construcţii social culturale.

Realizarea acestui plan impune o exigenţă deosebită privind pregătirea inginerilor geologi cărora le revin numeroase probleme legate de traducerea în fapt a acestor investiţii.

Cunoaşterea temeinică a condiţiilor geologice, hidrogeologice şi a proprietăţilor fizico-mecanice ale rocilor care alcătuesc terenul de fundaţie, precum şi a comportării lor sub influenţa diferitelor acţiuni este obligatorie din acest punct de vedere pentru viitorii ingineri geologi.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Toate aceste cunoştinţe se oglindesc şi în disciplina de Geomecanică, ca un domeniu de graniţă între Geologie şi Mecanica aplicată.

Prezentul curs pune la dispoziţia studenţilor de la secţia de inginerie geologică şi geofizică principalele probleme care se cer cunoscute în acest domeniu pentru a permite o abordare ulterioară a cursurilor de Geologie inginerească şi Geologia construcţiilor şi protecţia antiseismică, precum şi de a-i înarma cu un volum de cunoştinţe pentru viitoarea lor activitate în producţie, cercetare şi proiectare.

Autorii

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## OBIECTUL GEOMECANICII SI LEGATURA CU ALTE STIINTE

Geomecanica este relativ tînără, dacă ne referim la obiectul de studiu al acestei discipline, dar ca ramură de ştiinţă, este mult mai veche, ea fiind înglobată împreună cu Geologia inginerească în Geologia tehnică (Geologia aplicată).

Geomecanica se ocupă cu studiul proprietăţilor fizico-mecanice a rocilor şi a masivelor, cu studiul tensiunilor ce iau naştere în acestea, atunci cînd sînt supuse la diferite eforturi, cu legile mecanicii aplicate la masive şi roci.

Pe baza acestor studii, geomecanica oferă teorii şi ipoteze precum şi o serie de soluţii utile, ce sînt aplicate de Geologia inginerească în domeniul vast al construcţiilor inginereşti, al lucrărilor hidrotehnice, al exploatării de materii prime, al lucrărilor edilitare sau în domeniul prevenirii şi combaterii alunecărilor de teren.

Astăzi nu se poate vorbi de realizarea oricărei lucrări inginereşti de construcţii, fără a întreprinde în prealabil studii tehnico-geologice.

Fiind o disciplină de graniţă Geomecanica are legături cu două tipuri principale de ştiinţe:

- Legături cu ştiinţele geologice, care studiază scoarţa terestră, masivele de roci, precum şi rocile în ansamblul lor.

- Legături cu ştiinţele tehnice, de la care Geomecanica împrumută metodologia de studiu a legilor mecanice aplicate la masivele de roci, la scoarţa terestră.

Dintre ştiinţele geologice, Geomecanica este strîns legată de Geologia generală, Mineralogie, Petrografie, Hidrogeologie, Stratigrafie, Geomorfologie, Geologie structurală, Geologie inginerească, Geofizică şi Geochimie. Toate aceste ştiinţe studiază fiecare dintr-un anumit punct de vedere scoarţa terestră, masivele de roci, rocile, punînd la dispoziţia geomecanicii date utile, ce creiază scheletul de bază al acestei discipline.

Dintre ştiinţe tehnice, ce umplu spaţiile interne ale scheletului format de ştiinţele geologice amintim Mecanica, Mecanica tehnică, Rezistenţa materialelor şi altele, ce oferă legi teoretice şi practice, precum şi domeniile de aplicabilitate ale acestora.

Ca discipline generale, Matematica şi Fizica oferă principiile esenţiale de înţelegere şi aplicare a legilor fizice la scoarţa terestră.

Imbinînd armonios aceste legături, Geomecanica devine o nouă ştiinţă, o ştiinţă modernă ce încearcă să rezolve problemele dificile ale terenurilor de construcţie şi a tuturor lucrărilor geologice inginereşti de punere în valoare a noi resurse de materii prime, pe baza studiilor tehnico-geologice competente şi de maximă utilitate. Sînt cunoscute numeroase lucrări inginereşti de importanţă naţională cum ar fi complexele hidroenergetice de la Bicaz, Vidraru, Porţile de Fier, Lotru, canalul Dunăre-Marea Neagră; lucrările de explorări geologice complexe efectuate în bazinele carbonifere de la Petroşani şi Rovinari, la minele de cărbuni de la Motru, Lupoaia, Berbeşti, lucrările de explorare a sulfului din Munţii Călimani, unde Geomecanica şi Geologia inginerească şi-au adus un aport important la rezolvarea problemelor tehnico-inginereşti.

Avînd în vedere sarcinile măreţe ce stau în faţa naţiunii noastre în opera de construire a societăţii socialiste multilateral dezvoltate ce necesită noi resurse de de materii prime şi numeroase construcţii inginereşti, geomecanica are datoria să ofere soluţii tehnico-geologice de mare complexitate, să pună la dispoziţia specialiştilor noi metode de cercetare care să aducă economiei noastre realizări importante, pe măsura noilor cerinţe ale bunăstării poporului nostru.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# C A P I T O L U L  I

## CLASIFICAREA ROCILOR

### 1.1. Clasificarea geologică-tehnică a rocilor

Rocile reprezintă formaţiuni minerale sau organice solide sau lichide, care iau parte la alcătuirea scoarţei terestre.

Terenurile cuprind rocile care intră în sfera acţiunii construcţiilor inginereşti, fac obiectul unor măsuri cu caracter inginerese, sau reprezintă suportul diferitelor construcţii.

Pămînturile, sînt materiale naturale ce iau naştere prin amestecul diferitelor granule minerale de forme şi dimensiuni diferite şi care provin din dezagregarea rocilor preexistente, sub acţiunea agenţilor externi. Aceste granule minerale cuprind uneori şi granule organice vegetale în descompunere.

Sînt multe clasificări tehnico-geologice ale rocilor şi de obicei ele sînt utilizate numai pentru scopul propus.

#### 1.1.1. Clasificarea rocilor după modul de prezentare.

- Roci dezagregate (necoezive) sînt rocile la care particulele componente sînt lipsite de coeziune. Sînt roci puţin rezistente la eforturi mecanice. Ex.: nisipurile, pietrişurile.

- Roci cimentate (coezive) alcătuite din particule diferite ca origine, legate prin ciment. Rezistenţa la eforturi mecanice este diferită şi depinde de natura cimentului şi a particulelor componente. Ex.: gresiile, conglomeratele, etc.

BCU IAŞI - CENTRU VECHI - LIBRARY

1.1.2. Clasificarea rocilor după duritate şi rezistenţa la compresiune. In acest caz clasificarea rocilor s-a făcut luînd-se ca bază scara de duritate a lui Mohs. Din acest punct de vedere s-au stabilit următoarele categorii de roci:

- Roci foarte moi cu duritatea 1-2, cu o rezistenţă la compresiune pînă la 100 daN/cm$^2$. Ex.: argilele nisipoase, loessul, pămîntul vegetal.

- Roci moi, cu duritatea 2-3, cu o rezistenţă la compresiune de 100-700 daN/cm$^2$. Ex: argilele uscate, marnele, şisturile argiloase, unele calcare şi gresii moi.

- Roci semitari, cu duritate 3-5, cu o rezistenţă la compresiune de peste 700-1000 daN/cm$^2$. Ex.: calcarele, breciile calcaroase, gresiile, şisturile argiloase tari, şisturile micacee, etc.

- Roci tari cu duritate 5-6, cu o rezistenţă la compresiune de 1000-2500 daN/cm$^2$. Ex.: rocile eruptive, nealterate, amfibolitele, marmurele dure, etc.

- Roci foarte tari, cu duritate mai mare de 6, cu o rezistenţă la compresiune peste 2500 daN/cm$^2$. Ex.: bazaltele, conglomeratele, gresiile cuarţitice, cuarţitele, etc.

1.1.3. Clasificarea făcută de Ministerul Minelor, Ministerul Petrolului şi Ministerul Geologiei. Această clasificare are în vedere rezistenţa rocilor la forare şi perforare. Rocile şi substanţele minerale utile sînt încadrate în 6 grupe şi 12 categorii.

I. Grupa foarte moale (FM), cu o categorie în care intră argilele foarte moi, argilele marnoase prăfoase, solurile afînate, turba, mîlurile. Sînt de vîrstă cuaternară-actuală.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

II. Grupa moale (M), cu o categorie în care intră argilele marnoase sau nisipoase afînate, lehmul, bitumul solid (asfalt, ozocheritã), caolin moale, lignit argilos, loess, nisip argilos sau marnos. Ca vîrstă sînt dacian-levantine, cuaternare şi actuale.

III. Grupa semitare (ST) cu două categorii, în care printre altele intră: argilele marnoase amestecate cu pietriş, bauxita alterată, gipsul, anhidritul, bentonitul, calcarul cochilifer slab cimentat (faluns), marnele şistoase, lignitul compact, nisipul slab cimentat, sarea gemă şi sărurile de potasiu şi magneziu, şisturile argiloase, tufurile calcaroase, aglomeratele vulcanice alterate, breciile cu ciment argilos, calcarele marnoase, cărbunele brun, conglomeratele cu fragmente de roci sedimentare, filitul, limonitul, marnele calcaroase, nisipoase, nisipurile argiloase, marnoase şi cărbunoase, scoriile bazaltice,diabazice şi andezitice, şisturile cloritoase, sericitice, grafitoase, talcoase. Vîrsta lor,postoligocenă pînă la predaciană.

IV. Grupa tare (T) cu două categorii în care printre altele intră aglomeratele vulcanice cu ciment mineralizat şi nemineralizat, argilele silicioase, breciile cu fragmente de roci magmatice şi metamorfice, breciile tectonice, calcarele compacte, calcarele dolomitice, celestina, conglomeratele cu fragmente de roci sedimentare dar cu ciment silicios, dolomitele marnoase, gresii cu ciment marno-calcaros, marne argiloase plastice, marne grezoase, huilă, roci magmatice şi metamorfice puternic alterate, porfiroid şistos alterat, rocă piritoasă fiabilă, şisturi cu biotit şi muscovit alterate, travertinuri, tufuri vulcanice compacte. Ca vîrstă sînt din senonian, din zona marginală a flişului pînă la preneogen (helveţian-burdigalian).

V. Grupa foarte tare (FT) cu trei categorii cuprinde foarte multe tipuri de roci printre care aglomeratele vulcanice cu ciment piroclastic mineralizat, argilele silicioase, calcare dolomitice compacte, gresii arcoziene, gresii cu ciment calcaros sau argilos, calcare cristaline cu şi fără cuarţ, conglomerate cu fragmente de roci magmatice şi metamorfice, roci magmatice bazice şi ultrabazice, şisturi silicioase, cuarţoase, şisturi verzi, amfibolite foarte alterate, roci comune, dolomite, gneise, hematit, limonit silicios, minereu piritos, minereu de mangan, pegmatite feldspatice, roci acide şi neutre, siderit, gresii silicioase compacte, magnetit, şist negru silicios alterat, tuf vulcanic silicifiat. Vîrsta paleozoică, mezozoică, paleogenă.

VI. Grupa extra tare (ET) cu trei categorii în care sînt incluse amfibolitele, ankeritele silicioase, aglomeratele vulcanice cu ciment de lavă, breciile vulcanice, conglomerate şi microconglomerate cu fragmente de cuarţ şi ciment silicios, roci comune silicioase, cuarţit, gneisuri şi granogneisuri, jaspuri, menilite hematite silicioase, minereuri piritoase, scarnuri, şisturi cuarţitice, şisturi negre silicioase, pegmatite cuarţitice, porfirite masive, roci magmatice acide şi neutre cu granulaţie mică, roci sticloase, silexuri şi silexite. In legătură cu această clasificare sînt tabele cu toate tipurile de roci repartizate pe grupe şi categorii, iar dacă o serie de roci nu sînt cuprinse în clasificare, geologul, prin comparaţie cu cele din tabel, poate include rocile întîlnite în una din grupe sau categorii. Pentru foraje manuale, uscăte pînă la 30 m adîncime se foloseşte o altă clasificare, iar pentru cele manuale mai adînci, pînă la 144m şi pentru cele semimecanice pînă la aceeaşi adîncime se foloseşte altă clasificare. Bolovănişul şi pietrişurile se clasifică după diametrul lor.

1.1.4. Clasificarea rocilor după felul şi particularităţile naturii fizice a legăturilor dintre particulele minerale ce alcătuiesc rocile.

Rocile din care este alcătuită scoarţa terestră şi care pot servi ca teren de fundaţie şi material de construcţie, pot fi clasificate din mai multe puncte de vedere. Criteriile folosite în acest scop se referă la vîrsta lor, la geneză şi altele.

Pentru lucrările de construcţii, aceste criterii însă nu au putut da satisfacţii, deoarece este vorba în primul rînd de comportarea rocilor sub sarcină, adică prezintă interes proprietăţile lor mecanice.

S-a adoptat o clasificare bazată pe criterii geologico-tehnice, ea pornind de la proprietăţile fizice şi mecanice ale rocilpr(dimensiunile elementelor constituente fiind un factor care corespunde bine realităţii din punct de vedere practic), de la comportarea lor la acţiunea apei, proprietăţile lor tehnice ca duritate, rezistenţă la rupere,etc.

O clasificare utilă şi adecvată este acesa care ia în considerare felul şi particularităţile naturii fizice a legăturilor dintre particulele minerale ce alcătuiesc rocile, caracteristicile geologice, petrografice care determină rezistenţa lor şi modul lor de deformare. Clasificarea împarte rocile în trei grupe:

- grupa rocilor tari sau stîncoase
- grupa rocilor mobile legate
- grupa rocilor mobile nelegate

} grupa rocilor moi sau pămînturi

Grupa rocilor tari cuprinde roci magmatice, metamorfice şi sedimentare cimentate. Intre granulele minerale ale acestor roci există legături rigide de cristalizare şi cimentare, fie rea-

lizate de o peliculă de substanţă de 1·Å grosime, între cristale, fie sub forma unei mase care umple în întregime sau parţial spaţiul dintre granule. In primul caz este vorba de roci cristaline, în al doilea de roci granulare cimentate. In ambele cazuri coeziunea dintre particulele minerale componente atinge valori importante, dîndu-le o rezistenţă mare la solicitările exterioare.

Legile de deformare a rocilor din această grupă se apropie de legile de deformare a corpurilor solide deformabile. Aceste roci nu sînt permeabile decît în cazul în care au fisuri, pori sau goluri de origine carstică.

Grupa rocilor mobile legate, denumite şi argiloase şi slab coezive, au granulele legate printr-o coeziune de natură hidrocoloidală, combinată eventual cu slabe legături de cimentare.

Caracteristice pentru aceste roci sînt deformaţiile provocate de eforturile unitare tangenţiale şi din comprimare plastică care are loc în timp. Ele, în funcţie de compoziţia mineralogică şi de cantitatea de apă care o conţin în pori (care reprezintă un volum mult mai mare ca la rocile tari) se pot prezenta sub stare solidă (tare), plastică şi curgătoare.

Grupa rocilor mobile, necoezive, cuprinde granule ce se află într-o atingere reciprocă punctuală pe suprafeţele lor de contact, forţele de coeziune sînt foarte mici, poziţia lor în spaţiu datorîndu-se forţelor de reacţiune din punctele de contact. Deformaţiile de compresiune, depind de deplasarea şi aranjamentul reciproc dintre particulele componente, au în general un caracter ireversibil şi se produc imediat după aplicarea sarcinii exterioare.

Rocile din ultimele două grupe sînt cunoscute sub denumirea de roci moi sau pămînturi.

# C A P I T O L U L  II

## PROPRIETATILE FIZICO-MECANICE ALE ROCILOR MOI

### 2.1. Proprietăţile fizice ale rocilor moi

#### 2.1.1. Structura şi textura rocilor moi

Structura pămînturilor se referă la caracteristicile acestora din punct de vedere al particulelor din care sînt alcătuite şi anume, mărimea, forma, natura suprafeţei acestor particule, aşezarea lor reciprocă izolat sau sub formă de agregate, şi forţele de legătură dintre ele denumite legături structurale.

Distingem astfel structuri granulare specifice granulelor de dimensiuni mai mari (psefite, psamite), care pot fi afînate sau îndesate (fig.2.1, fig.2.2.).

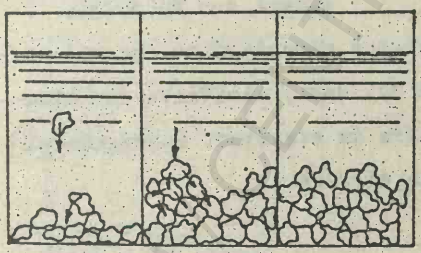


Fig.2.1.Structura afînată a pietrişurilor şi nisipurilor.

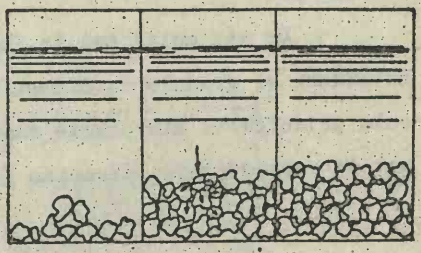


Fig.2.2.Structura îndesată a pietrişurilor şi nisipurilor.

Ele sînt specifice rocilor mobile, nelegate (necoezive). Dacă pămînturile conţin şi particule de dimensiuni mai mici (aleurite,

pelite), acestea formează agregate de particule, structura purtînd numele de agregată. Ea este specifică rocilor mobile legate, (coezive). Structurile agregate pot fi celulare sau floculare (fig. 2.3a, fig.2.3b.

Tipurile de structuri menţionate reprezintă o schematizare a structurilor reale, care sînt combinaţii dintre aceste tipuri.

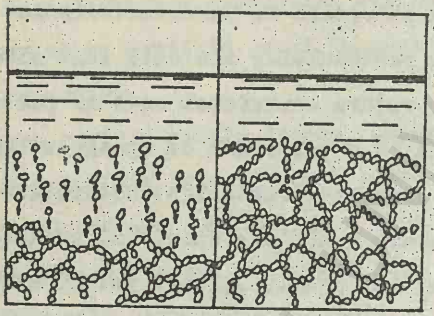


Fig.2.3a.Structura în fagure.

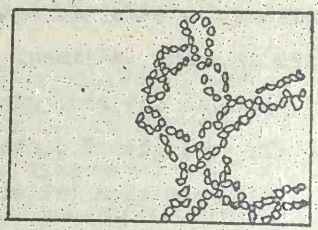


Fig.2.3b.Structura floculară sau în fulgi.

De mai multe ori în interiorul structurilor agregate se întîlnesc şi granule de dimensiuni mai mari, alcătuite din minerale principale. Ele poartă denumirea de structuri neomogene şi pot fi reprezentate schematic ca în fig.2.4.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

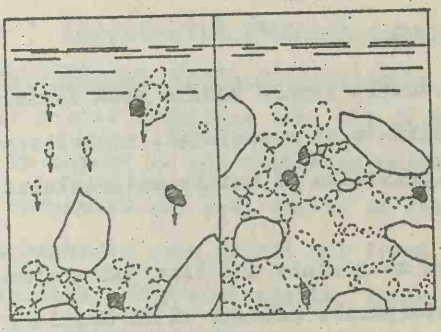


Fig.2.4. Structura pămînturilor argiloase.

Textura unui pămînt este dată de caracteristicile sale determinate de aşezarea reciprocă şi corelaţia diferitelor elemente într-o anumită zonă, fiind reprezentată prin neomogenitatea lui în stratificaţie.

La structurile granulare deosebim următoarele două tipuri de texturi: textură omogenă şi textură porfirică (fig.2.5a şi fig. 2.5b).

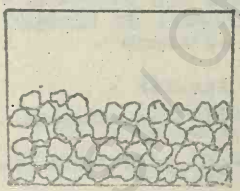


Fig.2.5a.Textura omogenă

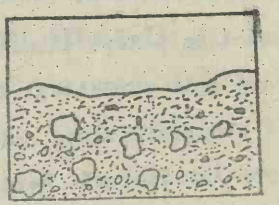


Fig.2.5b.Textura porfirică

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din punct de vedere tehnic aceste două texturi se prezintă diferit ca permeabilitate şi rezistenţă, hotărîtoare fiind din acest punct de vedere, calitatea şi natura materialului fin pentru textura porfirică.

La pămînturile cu granule mai fine putem avea o textură omogenă observată la nisipurile eoliene şi la argilele de formaţie marină de adîncime, (fig.2.6.a), o textură stratificată care se prezintă ca un material necoeziv separat de strate de argilă, ea fiind caracteristică depunerilor aluviale, fluvio-glaciare şi lagunare, (fig.2.6b) şi o textură lenticulară caracteristică depunerilor de deltă sau glaciare (fig.2.6c).

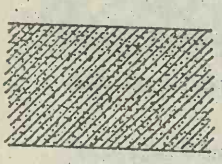


Fig.2.6a.Textura omogenă

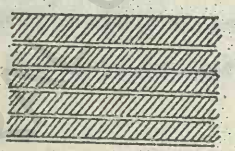


Fig.2.6b.Textura stratificată

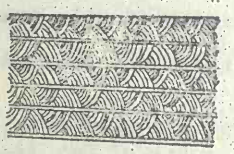


Fig.2.6c.Textura lenticulară

Din punct de vedere tehnic aceste trei tipuri de texturi se caracterizează prin porozităţi deosebite.

Astfel permeabilitatea este mai mare la textura omogenă şi scade spre cea lenticulară. Rezistenţa pămîntului este influenţată mult de intercalaţiile de argilă la textura stratificată şi lenticulară, după direcţia cărora este mai mică.

Cunoaşterea texturii unei roci în general este importantă atît pentru a explica rezistenţa ei cît şi pentru a stabili modul de recoltare a probelor din această rocă.

2.1.2. Fragmentarea naturală a rocilor moi.
Granulozitate. Forma particulelor. Constituienţi.

Atît rocile stîncoase tari cît şi pămînturile pe care le întîlnim în natură nu reprezintă un mediu continuu, în care tot volumul ocupat de ele este umplut cu substanţă, ci medii discontinui, separate prin goluri sub formă de pori, fisuri şi crăpături. Acestea divid masivele în fragmente de diferite mărimi. Comportarea masivului la sarcinile exterioare este determinată în mare măsură de dimensiunile fragmentelor, care reflectă gradul de mărunţire al acestor roci care a fost acceptat ca un criteriu practic pentru caracterizarea lor. Dimensiunile diferite în care sînt divizate unele roci, variază de la blocuri, pînă la dimensiuni microscopice. Această divizare a rocilor este denumită fragmentare naturală.

Fragmentarea naturală este unul din factorii importanţi care determină modul de comportare al rocilor sub acţiunea solicitărilor exterioare.

Ea este rezultatul forţelor exogene şi endogene care au dat naştere rocilor, sau au acţionat asupra lor după formare(geneză).

La o primă analiză din acest punct de vedere, rocile se pot prezenta sub următoarele forme: (fig.2.7).

- monolite
- blocuri legate
- blocuri joantive
- sisteme de particule

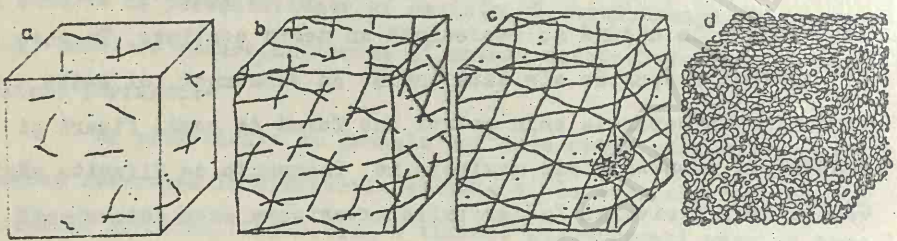



Fig.2.7.Clasificarea rocilor propusă de Müller:
a-monolile; b-blocuri legate; c-blocuri joantive;
d-sistem de particule.

Blocurile monolite şi legate au drept corespondent fizic un corp solid deformabil, caracterizat printr-o anizotropie mai mult sau mai puţin accentuată, funcţie de desimea şi extinderea discontinuităţilor.

Blocurile joantive reprezintă un sistem de corpuri solide deformabile, avînd anumite posibilităţi de deplasare dictate de poziţia planelor după care are loc separarea lor. Ele se aseamănă din acest punct de vedere cu o zidărie uscată.

Din punct de vedere fizic, sistemele de particule, pot fi asimilate cu un corp alcătuit dintr-o serie de granule, ce se află înconjurate de un fluid, de exemplu aer.

Ansamblul acesta este o formă particulară a sistemelor de rezistenţe şi anume un sistem eterogen, deoarece este alcătuit din două părţi (solid şi fluid) despărţite între ele prin suprafeţe de separaţie. Părţile componente diferă între ele prin proprietăţile lor fizice şi chimice şi poartă denumirea de faze.

In acest sistem eterogen, una din substanţe este dispersată în masa celeilalte substanţe, din care motiv sistemul mai este numit şi sistem dispers. El se compune din substanţa disper-

ată care se numeşte fază dispersată sau dispersoid şi substanţa în care se face dispersia care se numeşte fază dispersantă sau mediu de dispersie. Acaste sisteme disperse pot fi clasificate după mărimea particulei în următoarele grupe de sisteme: soluţii, sisteme coloidale, sisteme fin disperse, sisteme grosier disperse.

In tabelul 1 se dau caracteristicile principale ale acestor grupe de sisteme disperse.

| Dimensiunea mm particulelor | Ø > 0,005 Ø > 5 | 0,005-0,0001 5-0,1 | 0,0001-0,0000001 0,1-0,001 | 0,0000001 > Ø 0,001 > Ø |
|---|---|---|---|---|
| Denumirea sistemului | Grosier disperse | fin disperse | Coloidale | Moleculare |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Proprietăţi fizice de bază | vizibil cu ochiul liber sau cu lupa | vizibil la microscop | vizibil la ultramicroscop | invizibil la ultramicroscop |
| | reţinut pe filtru de hîrtie | | trece prin filtru de hîrtie | |
| | nu poate difuza | | difuzie slabă | difuzează |
| | nu coagulează sau coagulează slab | coagulează | | nu coagulează |
| | nu are mişcare browniană | are mişcare browniană | | |

Tabelul 1

Din tabel rezultă că un element important care determină proprietăţile fizice de bază, a unui sistem dispers este mărimea granulelor din care este alcătuit. Rocile moi sau pămînturile, în ceea ce priveşte faza lor solidă denumită şi scheletul pămîntului, sînt alcătuite din granule de diferite mărimi în general diferite între ele.

După felul în care predomină în pămînt (considerat un sistem dispers) una, două sau mai multe dimensiuni de granule, el

poate fi monodispers, bidispers sau polidispers.

Formele particulelor care alcătuiesc scheletul sînt neregulate, ceea ce îngreuiază mult caracterizarea acestora din punct de vedere a mărimii lor. Pentru particulele de dimensiuni mai mari de 0,06 mm se consideră în mod convenţional că mărimea lor ar fi dată de mărimea ochiului sitei prin care reuşesc să treacă.

Pentru granulele mai mici, în mod convenţional, prin mărimea ei se înţelege diametrul unei sfere ideale care cade într-un mediu vîscos cu aceeaşi viteză ca particula reală respectivă.

Particulele care au un diametru cuprins între două valori limită, stabilite, constituie o fracţiune granulometrică. Astfel în alcătuirea unui pămînt întîlnim diferite fracţiuni în anumite proporţii, exprimate în procente din greutatea lor totală.

Aceste proporţii reprezintă compoziţia granulometrică a pămîntului respectiv.

Preponderenţa unei fracţiuni reflectă rezistenţă mai mare sau mai mică a rocii preexistente la acţiunea agenţilor externi, sau intensitatea cu care au acţionat aceştia. Ea constituie unul din factorii care conferă pămîntului anumite proprietăţi.

Compoziţia granulometrică a unui pămînt se stabileşte prin analiza granulometrică, şi este unul din criteriile ce serveşte pentru denumirea pămîntului (al doilea criteriu este indicele de plasticitate).

In stabilirea compoziţiei granulometrice a pămîntului se porneşte de la ideea că granulele din care acesta este alcătuit, se pot separa uşor, fiecare devenind independentă.

In realitate, materialul aflat în stare de dispersie

conţine pe lîngă elemente independente şi elemente sub formă de agregate, denumite microagregate, care au o rezistenţă mare la separare; pentru distrugerea acestor microagregate fiind necesare adausuri peptizante.

Această rezistenţă de multe ori este valorificată în procesul de stabilizare a pămînturilor.

Rezultatele analizei granulometrice se reprezintă grafic prin:

- curbe de frecvenţă sau histograme (fig.2.8)
- curbe granulometrice (fig.2.9)
- diagrame ternare (fig.2.1o),

Curba de frecvenţă sau histograma este reprezentarea grafică a procentului în care se găseşte o fracţiune granulometrică a unui pămînt, într-un sistem de axe, care are pe orizontală diametrul la scară logaritmică (pentru a uşura citirea diagramei la diametre mici) şi pe verticală conţinutul fracţiunii respective exprimat în procente din greutatea totală.

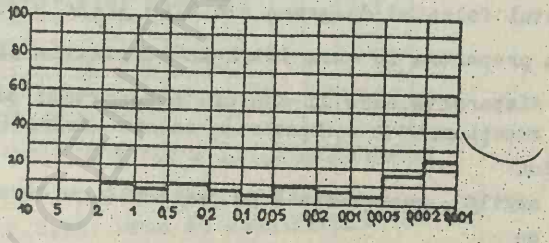



Fig.2.8.Histogramă

Curba granulometrică se obţine reprezentîndu-se diferitele fracţiuni în acelaşi sistem de coordonate cu deosebirea însă

că în ordonată se ia conţinutul de material mai fin decît granulele de un diametru dat. Ea este curba integrală a histogramei.

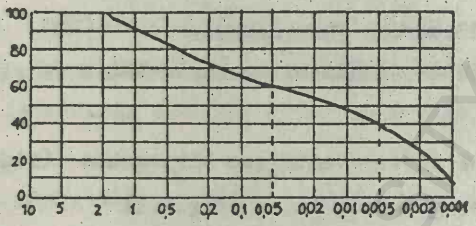



Fig.2.9. Curba granulometrică

Pentru o reprezentare în linii mari a compoziţiei granulometrice se foloseşte reprezentarea ternară.

Această reprezentare este aplicabilă numai atunci cînd folosim trei fracţiuni granulometrice. Un punct din această diagramă corespunde unei anumite compoziţii granulometrice (fig.2.1o).

Cunoaşterea compoziţiei granulometrice ne permite să denumim pămîntul folosind diagrama din STAS 1243/1974. Pe baza ei putem determina proporţia în care intră în compoziţia pămîntului fracţiunile fin dispersate care îi conferă proprietăţi plastice.

Fracţiunile granulometrice ce sînt folosite în diagrama ternară sînt:

argilă - reprezentată de particule cu dimensiuni inferioare lui o,oo5 mm

praf - reprezentat de particule cu dimensiuni între o,oo5 şi o,o5 mm

nisip - cuprinzînd particule cu dimensiuni între o,o5 şi 2,om

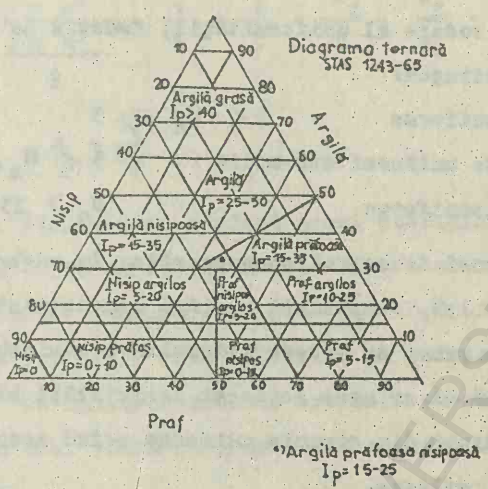



Fig.2.1o.

De asemenea cu ajutorul curbei granulometrice putem determina gradul de neuniformitate a mărimii granulelor din care este alcătuit un anumit pământ.

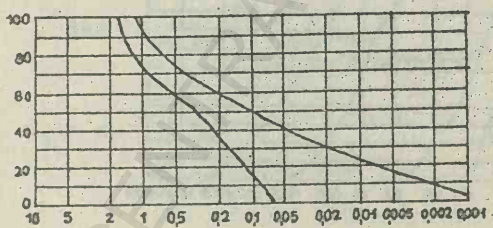



Fig.2.11. Grad de neuniformitate

Gradul de neuniformitate se exprimă prin raportul:

$$U_n = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

în care $d_{60}$ şi $d_{10}$ sînt diametrele corespunzătoare procentelor de 60%, respectiv 10% de pe curba granulometrică (fig.2.11).

Din punct de vedere al uniformităţii, funcţie de valoarea acestui raport distingem:

- pămînturi uniforme $1 < U_n \leqslant 5$
- pămînturi de uniformitate medie $5 \leqslant U_n \leqslant 15$
- pămînturi neuniforme $U_n > 15$

După unii autori diametrul corespunzător în curba granulometrică ordonatei de 10%, reprezintă o cifră caracteristică pentru comportarea din punct de vedere hidraulic a pămîntului respectiv. Se consideră că el ar avea aceleaşi proprietăţi hidraulice, ca un mediu poros alcătuit din granule uniforme avînd acest diametru, denumit diametrul eficace.

Folosind curba granulometrică, putem de asemenea să primim unele indicaţii privind ordinul de mărime al coeficientului de filtrare pentru pămîntul respectiv (fig.2.12).

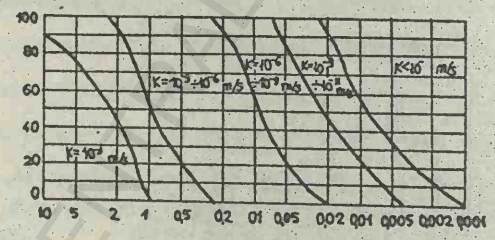



Fig.2.12. Coeficientul de filtrare funcţie de compoziţia granulometrică.

In ceea ce priveşte forma particulelor, aici se poate defini un coeficient de formă care leagă forma reală a particulei de diametrul ei convenţional.

Astfel la o sferă raportul dintre suprafaţa totală şi volum se poate scrie sub forma:

$$\frac{S_t}{V} = \frac{4\pi R^2}{\frac{4\pi R^3}{3}} = \frac{3}{R} = \frac{6}{D} = \frac{K_f}{D} = \frac{a_f}{a_v} \cdot \frac{1}{D}$$

deci $$a_v = \frac{a_f}{K_f}$$

Deci pentru o sferă acest coeficient are valoarea de 6. Pentru alte forme se obţin alte valori ale acestui coeficient. Astfel pentru granule rotunjite $K_f = 6,1$, la cele tocite 6,7, la poliedre 7,o şi la cele aciculare cu colţuri ascuţite 7,7.

Cu ajutorul acestor expresii se poate calcula suprafaţa totală a unui volum de granule cu aceeaşi formă avînd o anumită greutate

$$G = a_v \cdot d^3 \cdot n \cdot \gamma_s \qquad d = \sqrt[3]{\frac{G}{a_v \cdot n \cdot \gamma_s}}$$

$$S_t = a_f \cdot d^2 = a_f \sqrt[3]{\frac{1}{a_v^2}} \left(\frac{G}{n\gamma_s}\right)^{2/3}$$

dar $$a_v = \frac{a_f}{K_f}$$

$$S_t = a_f \sqrt[3]{\frac{K_f^2}{a_f^2}} \left(\frac{G}{n\gamma_s}\right)^{2/3} = \sqrt[3]{a_f K_f^2} \left(\frac{G}{n \cdot \gamma_s}\right)^{2/3}$$

Pentru calcule aproximative $a_f$ se poate lua cu suficientă aproximaţie egal cu $\pi$.

In fig. 2.13 se dau exemple de forme pe care le pot avea granulele.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig.2.13. Formele granulelor

Suprafaţa granulelor poate fi cu neregularităţi, netedă sau aspră.

2.1.3. Caracteristici de fază pentru rocile moi

Granulozitatea pământului şi structura sa are drept consecinţă existenţa unor goluri în masa sa.

Volumul de goluri ce există în pământ poate fi exprimat cu ajutorul unui indice geotehnic denumit porozitate şi notat cu n.

$$n\% = \frac{V_g}{V_t} \cdot 100$$

$V_g$ = volumul golurilor din pământ

$V_t$ = volumul total al pământului având golurile respective

In practică se mai întîlneşte şi un alt indice care reflectă volumul de goluri din pământ, denumit indicele porilor şi notat cu e.

$$e = \frac{V_g}{V_s}$$

$V_s$ = volumul fazei solide din pământ

Intre aceşti doi indici există corelaţia:

$$n = \frac{V_g}{V_t} = \frac{V_g}{V_s + V_g} \quad \text{de unde}$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$n = \frac{e}{1+e} \quad ; \quad e = \frac{n}{1-n}$$

Pentru a se exprima măsura în care granulele constituente ale pămîntului, sînt aşezate într-o poziţie mai îndesată sau afînată se foloseşte gradul de îndesare, notat cu $I_D$.

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}}$$

$e_{max}$ - este valoarea indicelui porilor care corespunde volumului maxim de goluri pe care-l poate avea pămîntul respectiv.

$e_{min}$ - este valoarea indicelui porilor care corespunde volumului minim de goluri pe care-l poate avea pămîntul respectiv.

Porozitatea unor roci mai întîlnite în natură este de ordinul de mărime indicat în tabel.

| Denumirea rocii | n% | Denumirea rocii | n% | Denumirea rocii | n% |
|---|---|---|---|---|---|
| Argile depuse recent | 90-70 | Sol lutos | 50 | | |
| Argile moi | 70-50 | Sol argilos sărac în humus | 48 | | |
| Argile vîrtoase | 50-30 | Nisip cu bob uniform | 50-25 | | |
| Argile tari | 30-15 | Nisip cu bob neuniform | 30-15 | Nisip cu pietriş | 20-40 |
| Argile şistoase | 15-5 | N i s i p | 42 | Pietriş | 30-55 |
| Şisturi argiloase | 5-0,5 | Nisip mărunt | 40 | N i s i p | 20-45 |
| Nămoluri şi turbe | 90-70 | Nisip mare | 36 | Argilă de la curgătoare la tare | 100-18 |
| L o e s s | 60-40 | Prundiş fin | 36 | Şist(în general) | 5-15 |
| Lut calcaros | 40-25 | Prundiş mijlociu | 37 | Şist-argilos compact | 5-8 |
| L u t | 34 | | | | |
| Lut comun | 31 | | | | |

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Umiditatea

Cantitatea de apă cuprinsă în pământ care se pierde prin încălzirea lui la 105°C, raportată la cea a pământului uscat se exprimă printr-un indice geotehnic ce se calculează cu relaţia:

$$W\% = \frac{M_a}{M_s} \cdot 100\ \%$$

$M_a$ = masa apei din proba de pământ

$M_s$ = masa fazei solide (a scheletului) din aceeaşi probă.

In cazul în care pământul este saturat, adică toţi porii sînt plini cu apă, umiditatea poartă denumirea de umiditate maximă. Ea se calculează cu expresia:

$$W_{sat} = \frac{M_{a\,max}}{M_s} = \frac{V_p \cdot \rho_w}{V_s \cdot \rho_s} = \frac{e\ \rho_w}{\rho_s}$$

$\rho_w$ - densitatea apei

$\rho_s$ - densitatea scheletului

Umiditatea reprezentată prin apa higroscopică în pământ poartă denumirea de higroscopicitate maximă.

Apa strîns legată împreună cu apa higroscopică, constituie după Lebedev apa moleculară. Cantitatea maximă de apă moleculară dintr-un pământ poartă denumirea de capacitatea de absorbţie moleculară maximă.

Umiditatea moleculară maximă este raportul dintre această cantitate de apă şi greutatea particulelor minerale.

Dat fiind că scheletul solid nu diferă mult ca densitate dacă ne referim la variaţia densităţii mineralelor din care este alcătuit se poate lua pentru scopuri practice următoarea valoare a densităţii funcţie de granulozitatea materialului:

BCU BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

- nisipuri 2,65 g./cm$^3$
- prafuri şi pămînturi prăfoase 2,68 g./cm$^3$
- argile 2,72 g./cm$^3$

Pentru a exprima gradul în care porii sînt umpluţi cu apă se foloseşte noţiunea de grad de umiditate, notat cu $S_r$.

Gradul de umiditate se calculează cu relaţia:

$$S_r = \frac{W}{W_{sat}} = \frac{W}{\frac{e \cdot \rho_w}{\rho_s}} = \frac{W \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}$$

După gradul de umiditate distingem :

| | necoezive | coezive |
|---|---|---|
| pămînt uscat | $0 < S_r \leq 0,5$ | $0 < S_r \leq 0,4$ |
| pămînt umed | $0,5 < S_r \leq 0,8$ | $0,4 < S_r \leq 0,8$ |
| pămînt foarte umed | $0,8 < S_r \leq 1,0$ | $0,8 < S_r \leq 0,9$ |
| pămînt saturat | $S_r = 1,0$ | $0,9 < S_r \leq 1,0$ |

Cu ajutorul indicilor geotehnici definiţi, se pot stabili prin calcul valorile altor indici geotehnici necesari în practică.

Densitatea

Densitatea $\rho_s$ a granulelor solide dintr-un pămînt este raportul dintre masa particulelor solide şi volumul lor. Densitatea aparentă în stare uscată este raportul dintre masa unui pămînt în stare uscată şi volumul său aparent. Ea poate fi dedusă din densitatea $\rho_s$ a granulelor şi porozitatea pămîntului.

Dacă în masa totală a pămîntului uscat alcătuită din masa scheletului şi a aerului, îl neglijăm pe acesta din urmă putem scrie:

$$M_t = M_s = V_s \cdot \rho_s = V \cdot \rho_d$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de unde $\rho_d = \frac{V_s \cdot \rho_s}{V} = \rho_s \frac{V-V_g}{V} = \rho_s (1-n)$

Densitatea aparentă la umiditatea w, notată $\rho$ este raportul dintre masa unui pământ avînd umiditatea w şi volumul său aparent. Ea se poate calcula, neglijînd masa aerului din pământ în felul următor.

$$M_t = M_s + M_a = V_s \cdot \rho_s + \frac{M_s \cdot M_s}{M_s} = V_s \cdot \rho_s + V_s \cdot \rho_s \cdot w$$

$$M_t = \rho \cdot V = V_s \cdot \rho_s (1+w) = \rho_s (V-V_g) (1+w)$$

$$\rho = \frac{\rho_s}{V} (V-V_g) (1+w) = \rho_s (1 - \frac{V_g}{V}) (1+w)$$

de unde: $\rho = \rho_s (1-n) (1+w)$

Densitatea aparentă submersată - $\rho'$ - este raportul dintre masa unui pământ aflat sub nivelul apei şi volumul său aparent. Se calculează cu relaţia:

$$M'_t = M_s - M_a = \rho_s \cdot V_s - \rho_w \cdot V_s = V_s (\rho_s - \rho_w) = (V-V_g) (\rho_s - \rho_w)$$

$$\rho' = \frac{M'_t}{V} = (\rho_s - \rho_w) (1 - \frac{V_g}{V}) = (\rho_s - \rho_w) (1-n)$$

Greutatea specifică sau volumică.

Greutatea specifică este forţa cu care o masă de pământ este atrasă în cîmpul gravitaţional. Ea în general pentru unitatea de masă se determină cu relaţia: $\gamma = \rho \cdot g$.

Funcţie de densităţile menţionate mai sus, vom avea următoarele greutăţi specifice:

- greutate specifică a scheletului mineral $\gamma_s$
- greutate specifică aparentă în stare uscată $\gamma_d$
- greutate specifică aparentă $\gamma$
- greutate specifică aparentă submersată $\gamma'$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- greutate specifică a apei $\gamma_w$
- greutate specifică aparentă a pământului saturat $\gamma_{sat}$

Densităţile se exprimă în grame pe $cm^3$ sau tone pe $m^3$, iar greutăţile specifice în $N/cm^3$ sau $KN/m^3$.

Greutatea specifică, $\gamma_s$, a unei roci, este greutatea scheletului mineral sau a fazei solide, adică greutatea unităţii de volum de material solid fără pori şi fără fisuri. Greutatea specifică se defineşte ca raportul dintre greutatea particulelor solide $G_s$ şi volumul lor $V_s$.

$$\gamma_s = \frac{G_s}{V_s} \quad (cN/cm^3)$$

In laborator se determină cu un picnometru sau cu un balon de sticlă.

Greutatea specifică a materialului analizat rezultă din relaţia:

$$\gamma_s = \frac{G_s \cdot \gamma_w}{G_s + G_p - G_{pas}}$$

$G_s$ - greutatea fazei solide în cN

$G_p$ - greutatea picnometrului plin cu apă distilată în cN

$G_{pas}$ - greutatea picnometrului cu material şi apă distilată în cN

$\gamma_w$ - greutatea specifică a apei în CN

Greutatea specifică aparentă, $\gamma$, reprezintă raportul dintre greutatea G a rocii în stare naturală cu pori şi fisuri şi volumul său aparent V, inclusiv porii şi fisurile.

Se mai numeşte şi greutate volumică :

$$\gamma = \frac{G}{V} = \frac{G}{V_s + V_g} \quad (cN/cm^3)$$

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

$$\gamma = \frac{G}{V} = \frac{G_s + G_w}{V} = \frac{V_s \cdot \gamma_s + w \cdot V_s \gamma_s}{V} = \frac{V_s}{V} \gamma_s (1+w) = \frac{V - V_g}{V} \cdot \gamma_s (1+w) =$$

$$= \gamma_s (1-n)(1+w)$$

$V_s$ = volumul părţii solide a rocii

$V_g$ = volumul golurilor

La aceeaşi rocă, greutatea specifică aparentă $\gamma$, variază mult în funcţie de umiditate. Dacă roca e în stare uscată vom avea greutatea specifică aparentă minimă .

$$\gamma_d = \frac{G_u}{V} \ (dN/cm^3); \quad \gamma_d = \frac{V_s \cdot \gamma_s}{V} = \gamma_s (1-n)$$

$\gamma_d$ = greutatea specifică aparentă în stare uscată a rocii

$G_u$ = greutatea rocii în stare uscată, ($G_u \cong G_s$)

Dacă la aceeaşi rocă porii sînt umpluţi cu apă, greutatea specifică aparentă va avea valoarea maximă.

$$\gamma_{sat} = \frac{G_u + V_p \cdot \gamma_w}{V} = \frac{G_u}{V} + \frac{V_p}{V} \cdot \gamma_w = \gamma_s (1-n) + n\gamma_w$$

$\gamma_{sat}$ = greutatea specifică aparentă în stare saturată a rocii.

$V_p$ = volumul porilor

$\gamma_w$ = greutatea specifică a apei

Dacă rocile sînt compacte, deci fără pori, atunci greutatea specifică aparentă coincide cu greutatea specifică, $\gamma_s$ .

In acest caz greutatea volumetrică este egală cu greutatea mineralelor din care sînt alcătuite.

In cazul rocilor submerse, la determinarea greutăţii specifice aparente se ia în consideraţie efectul sub presiunii apei:

$$\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w = \gamma_s (1-n) + n\gamma_w - \gamma_w = (\gamma_s - \gamma_w)(1-n)$$

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

$\gamma'$ = greutatea specifică aparentă a rocilor submerse

$\gamma_{sat}$ = greutatea specifică aparentă în stare saturată

$\gamma_w$ = greutatea specifică a apei.

Pentru rocile coezive, greutatea specifică aparentă se determină în laborator pe epruvete cubice, prismatice sau cilindrice. In acest caz greutatea epruvetelor G se determină prin cîntărire cu balanţa analitică iar volumul V se calculează prin măsurarea elementelor geometrice cu o precizie de 0,01 mm, folosind şubler-ul. Formula generală ce se aplică este:

$$\gamma = \frac{G}{V}$$

Pentru rocile ce nu se pot prelucra în forme geometrice, se foloseşte formula:

$$\gamma = \frac{G}{V} = \frac{G}{\frac{G_1 - G_2}{\gamma_w} - \frac{G_1 - G}{\gamma_p}} = \frac{G \cdot \gamma_w \cdot \gamma_p}{(G_1 - G_2) - (G_1 - G)}$$

în care:

G = greutatea probei de rocă în condiţii naturale în cN

$G_1$ = greutatea probei parafinată în, cN

$G_2$ = greutatea probei parafinată, cîntărită sub apă în cN

$\gamma_p$ = greutatea specifică a parafinei = 0,93 $cN/cm^3$

Greutatea volumetrică se exprimă în $cN/cm^3$, $daN/m^3$ sau $kN/m^3$.

Higroscopicitatea.

Proprietatea rocilor de a absorbi şi reţine o oarecare cantitate de apă se numeşte higroscopicitate. Această proprietate variază în funcţie de natura şi porozitatea rocilor şi poate fi:

- mare cînd toţi porii şi fisurile sînt plini cu apă

- mică, cînd apa este în cantitate mică şi reţinută numai datorită forţelor de absorbţie.

Coeficientul de higroscopicitate al unei roci este greutatea apei în grame, absorbită de rocă, pe unitatea de suprafaţă, în $cm^3$ în unitatea de timp. El se determină pe epruvete de rocă în formă de cub. Acest coeficient se obţine, raportînd diferenţa de greutate între starea umedă şi starea uscată a unui cub la suprafaţa lui şi la timpul necesar pentru absorbţia umezelii.

$$C_h = \frac{G_1 - G}{S.t}$$

$C_h$ = coeficientul de higroscopicitate

G = greutatea constantă a probei uscată la 105°C

$G_1$ = greutatea probei după ce a fost cufundată în apă

t = timpul necesar pentru absorbţia umezelei

S = suprafaţa probei (cubului)

Permeabilitatea

Permeabilitatea este proprietatea rocilor de a permite circulaţia apei şi aerului cu uşurinţă prin porii şi fisurile lor. Permeabilitatea la apă a rocilor coezive k, se măsoară prin cantitatea de apă care traversează o rocă în unitatea de timp pe unitatea de suprafaţă la o presiune şi temperatură determinată. Permeabilitatea la apă depinde de densitatea, dimensiunea şi forma porilor şi fisurilor, precum şi de legătura dintre ele. Permeabilitatea la apă creşte prin ridicarea temperaturii şi creşterea presiunii.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2.1.4. Formele de apă în rocile moi

După cum s-a văzut în cadrul noţiunilor de hidrogeologie în golurile scoarţei terestre putem găsi apă subterană. La o analiză mai atentă se observă însă că aceasta nu este singura formă sub care poate fi găsită apa în scoarţă.

Dacă ne referim la pământuri (roci moi), ca un element component al scoarţei se constată, că aici apa se poate găsi sub următoarele forme:

- apă legată chimic
- apă legată fizic
- apă liberă
- apă sub formă de vapori
- apă sub formă solidă

Apă legată chimic

Apa legată chimic intră în compoziţia mineralelor din care sînt alcătuite pământurile.

Funcţie de modul în care ea este legată de elementele chimice din care este alcătuit mineralul distingem :

- apă de hidratare
- apă zeolitică

Apa de hidratare se poate prezenta sub formă de apă de constituţie şi apă de cristalizare.

Apa de constituţie este apa pe care o găsim în compoziţia chimică a hidroxizilor. Ea este foarte strîns legată de scheletul cristalin al mineralelor, sub formă de ioni de $H^+$ şi $OH^-$. Eliminarea ei se face numai prin salturi în cantităţi determinante şi la temperaturi precise.

După eliminarea ei mineralele respective se descompun,

o parte din hidrogen putînd fi înlocuită cu un metal.

Exemple de apă de constituţie avem la hidraţii de fier, la diaspor şi la muscovit.

Apa de cristalizare, este legată chimic mai slab de reţeaua cristalină. Ea are proprietăţile unui corp solid intrînd în compoziţia de la suprafaţa cristalelor minerale şi fiind situată între straturile plane. Se elimină treptat pe măsură ce se încălzeşte. Exemple de apă de cristalizare întîlnim la gips ($CaSO_4 + 2H_2O$), mirabilit ($Na_2SO_4 + 10H_2O$).

Apa zeolitică este conţinută sub formă de molecule în spaţiile reţelei cristaline, numărul de molecule fiind însă variabil, fără ca acesta să influenţeze uniformitatea fizică a substanţei. Este mai strîns legată de scheletul mineral decît apa de cristalizare şi se degajează din diversele minerale care o conţin la temperaturi precise. Ca exemplu se poate da apa conţinută în opal, ($SiO_2nH_2O$).

Apa legată fizic

Apa legată fizic poartă denumirea de apă de adsorbţie, formînd în jurul granulei din scheletul mineral o peliculă de apă. Legarea ei de această granulă se face prin intermediul forţelor electro-moleculare care au la bază fenomene fizice şi electrochimice.

Aceste fenomene se dezvoltă la suprafaţa granulelor din care motiv poartă denumirea de fenomene de suprafaţă şi sînt specifice particulelor de dimensiuni coloidale.

Apa de adsorbţie mai este denumită şi apă peliculară dat fiind că alcătuieşte o peliculă în jurul granulei minerale.

Apa se poate prezenta sub formă de:

- apă higroscopică;
- apă peliculară strîns legată;
- apă peliculară slab legată.

Apa higroscopică înconjoară direct granulele, cu o peliculă subţire monomoleculară. Ea poate fi adsorbită direct din vaporii de apă aflaţi în aer. Legarea ei de granulă dezvoltă căldură. Această apă nu transmite nici un fel de presiune hidrostatică, nu dă pămîntului calităţi plastice, este mai densă decît apa obişnuită, nu are proprietăţi dizolvante şi nu se deplasează ca un lichid.

Deplasarea ei dintr-un strat în altul se face numai trecînd prin starea de vapori, de la suprafeţe umede la cele mai uscate.

Apa peliculară este alcătuită din restul de molecule de apă care înconjoară granula. Ele înconjoară sub forma unui strat gros de mai multe molecule, apa higroscopică.

Moleculele de apă ce alcătuiesc apa peliculară nu dezvoltă căldură cînd se leagă de granula minerală.

Deplasarea apei peliculare de la o granulă la alta se face direct prin pelicule fără a mai trece în stare de vapori. Ea se face pe cale osmotică de la pelicula mai groasă la pelicula mai subţire, independent de forţa de gravitaţie.

Moleculele mai apropiate de granula minerală sînt atrase mai puternic, din care motiv poartă denumirea de apă strîns legată. Cele mai depărtate fiind atrase mai slab poartă denumirea de apă slab legată.

Apa strîns legată nu transmite presiune hidrostatică şi nu dă proprietăţi plastice pămîntului.

S-a văzut că apa legată fizic îşi datoreşte existenţa unor fenomene fizice şi electrochimice dezvoltate la suprafaţa granulelor.

Aceste fenomene apar în sistemele disperse la suprafaţa de separaţie între faze, care poartă denumirea de interfaţă.

La orice interfaţă dintre două medii incomplet miscibile din cauza tensiunii superficiale a fazei celei mai compacte, se produce o concentrare a particulelor fazei fluide, sub forma unei pelicule mai condensate din faza fluidă.

Intre această peliculă mai condensată şi faza pe a cărei faţă s-a format se pot produce ulterior următoarele fenomene de suprafaţă.

- absorbţia - care constă în difuziunea particulei din pelicula concentrată în faza pe suprafaţa căreia ea s-a format.

- adsorbţia - care are loc pe suprafaţa solidului sub forma unui strat monomolecular de particulele din faza fluidă, legate solid prin forţe van der Waals (aici intervine nu numai suprafaţa exterioară a solidului, dar şi suprafaţa interioară a fisurilor, porilor deschişi, capilarelor).

Aceste fenomene se consideră de multe ori în ansamblu sub denumirea de sorbţie.

- chemosorbţia - cînd particulele adsorbite se leagă prin valenţe, dînd naştere la combinaţii chimice de suprafaţă (legături de natură chimică).

Intensitatea acestor fenomene cuprinde:

- suprafaţa specifică (mărimea suprafeţei unităţii de masă a granulelor).

BCU IASI / CENTRUL DE CERCETARE

- natura mineralogică şi chimică a fazei disperse (scheletul mineral).
- natura mediului de dispersie (compoziţia sa chimică).
- natura chimică a ionilor conţinuţi în apă.

Suprafaţa specifică este suprafaţa unităţii de masă. Valoarea ei este strîns legată de dimensiunile granulelor şi de forma lor. Pentru granulele perfect sferice ea poate fi calculată cu relaţia:

$$S_s = \frac{n\pi d^2 \cdot 4}{n\frac{\pi d^3}{6} \cdot 4} = \frac{6}{d}$$

La alte forme în loc de 6 apare un coeficient specific formei respective.

Rezultă că pămînturile care au scheletul alcătuit din granule de dimensiuni mici, vor prezenta o intensitate mai mare a fenomenelor de suprafaţă.

Analiza structurii chimice şi cristaline a particulelor fine (de dimensiuni mici) întîlnite de obicei în pămînturi argiloase, a explicat cauzele care duc la producerea fenomenelor de suprafaţă.

Dacă luăm mineralul argilos denumit caolinit se constată că prin caracterul structurii sale el clivează lamelor în plăcuţe a căror grosime este numai de cîţiva microni. O particulă va reprezenta o frîntură din reţeaua cristalină a caolinţului care schematic poate fi reprezentată ca în schema de mai jos:

$$\left.\begin{array}{l} \{- Si_2O_5 - Si_2O_5 - Si_2O_5 - \\ \{- Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - \end{array}\right\} 4.4.\text{Å}$$

$$\left.\begin{array}{l} \{- Si_2O_5 - Si_2O_5 - Si_2O_5 - \\ \{- Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - \end{array}\right\} 4.4.\text{Å}$$

$$\left.\begin{array}{l} \\ \\ \\ \\ \end{array}\right\} 7{,}2\ \text{Å}$$

Se observă că acolo unde reţeaua cristalină este întreruptă avem sarcini electrice neechilibrate. Această neechilibrare la particulă are loc la colţuri şi la muchii în special, ea fiind din acest motiv neechilibrată din punct de vedere electric.

Această neechilibrare electrică se manifestă în momentul în care particula vine în contact cu apa, care are o constantă electrică egală cu 81. Natura electricităţii pe suprafaţa de contact este determinată după legea lui Kosne de valoarea raportului constantei dielectrice a apei şi a mineralului din care este alcătuită faza solidă.

In cazul unui raport supraunitar încărcarea fazei solide va fi negativă. Mineralele care se încarcă negativ poartă denumirea de acidoide, iar cele pozitiv, bazoide. Există însă şi minerale la care natura sarcinei electrice a particulei variază funcţie de natura lor chimică şi de natura ionilor din mediul înconjurător. Ele poartă denumirea de amfolitoide.

Pentru fiecare mineral există o anumită valoare pH denumită valoare izoelectrică a mediului de dispersie pentru care mineralul rămîne neîncărcat electric.

La mineralele argiloase constanta dielectrică fiind cuprinsă între 5-8, ele se vor încărca negativ.

In apa din natură cantonată în pămînt se găsesc electroliţi proveniţi din sărurile ce se găsesc dizolvate întrînsa. Aceştia vor căuta să neutralizeze particula argiloasă care este neechilibrată electric.

Particula argiloasă fiind încărcată negativ va căuta să atragă din mediul înconjurător, cationi, care o vor înconjura ca un nor.

Din cele arătate rezultă că natura activităţii superficiale poate fi reprezentată simplificat printr-o atracţie electrostatică în jurul particulei.

Cîmpul electric depinde de constanta dielectrică a celor două medii, potenţialul său purtînd denumirea de potenţial termodinamic care este maxim la suprafaţa particulei.

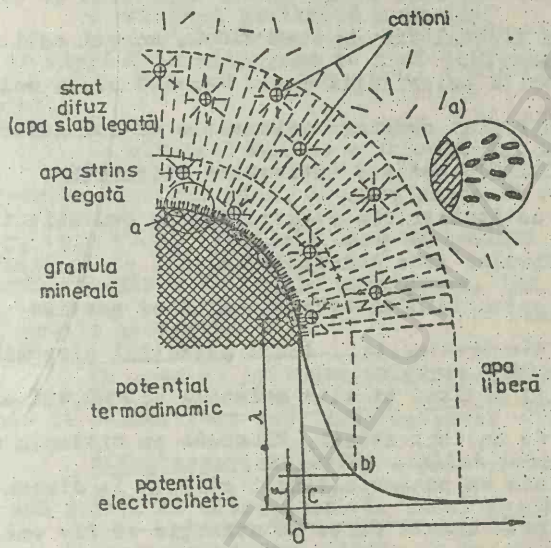



Fig.2.14. Dublu strat electric

Din acest motiv forţele de atracţie au aici valoarea maximă.

Forţele de atracţie se exercită asupra cationilor din mediul de dispersie, şi chiar asupra moleculelor de apă care alcătuiesc acest mediu, ele fiind polare(fig.2.15.)

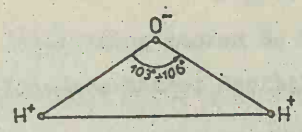



Fig.2.15. Dipol de apă

Cationii fiind mai puternic atraşi îşi pierd mişcarea termodinamică (browniană) din care motiv poartă denumirea de cationi strîns legaţi sau stratul fix de contraioni. Aceşti cationi sînt hidrataţi tot datorită polarităţii apei. Rezultă că în pelicula de apă strîns legată sînt cuprinse moleculele de apă atrase de particula şi moleculele de apă ale cationilor hidrataţi.

Prin atracţia cationilor din stratul fix de contraioni, o parte a energiei particulei este consumată, astfel că la limita acestui strat valoarea potenţialului este mai mică el purtînd denumirea de potenţial electrocinetic . Acest potenţial disponibil atrage la rîndul său alţi cationi şi alte molecule de apă, valoarea lui scăzînd cu numărul de cationi atraşi. El scade cu distanţa de la particulă, ceea ce face ca pentru cationii situaţi la distanţă mai mare, imobilizarea prin aceste forţe de atracţie să fie mai mică.

Aceşti cationi poartă denumirea de stratul difuz de ioni iar apa din stratul corespunzător al peliculei, apă slab legată. La limita zonei de atracţie pelicula de apă legată fizic se termină. Spaţiul dintre particula argiloasă şi limita pînă la care se resimt forţele de atracţie poartă denumirea de atmosferă ionică. Complexul alcătuit din ionii adsorbiţi şi moleculele de apă poartă denumirea de complex de adsorbţie(fig.2.14).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ionii de semne contrarii asemănîndu-se cu plăcile unui condensator electric, fenomenul a căpătat numele de dublu strat electric.

Cantitatea de ioni adsorbiţi determină grosimea atmosferei ionice şi prin urmare şi grosimea peliculei de apă adsorbite.

Această cantitate depinde de:

- pH (potenţialul de ioni de hidrogen liberi)
- natura ionilor
- originea geologică a argilei

şi se exprimă în miligrame de ioni echivalenţi la 100 gr. de pămînt.

Cu cît cationii au o valenţă mai mare cu atît grosimea stratului este mai mică. Aceasta poate fi reprezentată prin şirul $H > Ca > Mg > K > Na$. Argilele care au cationi de hidrogen adsorbiţi poartă denumirea de argile nesaturate, iar cele care adsorb metale, argile saturate.

In ceea ce priveşte originea geologică a argilei şirul poate fi schematizat sub forma caolinit - illit - montmorilonit.

Hidratarea ionilor se explică prin atragerea moleculei de apă polară de către ioni. In felul acesta ea îşi pierde mişcarea ei termodinamică, orientîndu-se în cîmpul electric al cationului. Proprietatea ionului de a se hidrata în anumită măsură poartă denumirea de hidrofilie.

Hidrofilia poate fi reprezentată prin şirul:

$$Cs < Li < K < Mg < Ca < Al < Fe$$

Se vede că hidrofilia creşte cu valenţa atomilor. In acelaşi timp intensitatea sarcinilor electrice ale ionilor în general creşte mult mai intens decît hidrofilia lor.

Gradul de hidratare depinde de greutatea atomică a unei valenţe a atomului. Cu cît greutatea atomică este mai mare cu atît posibilitatea de hidratare a unei valenţe scade.

De aceea în cazul complexului de adsorbţie saturat cu cationi monovalenţi cantitatea de apă atrasă în jurul particulei este mai mare, ceea ce măreşte şi grosimea stratului difuz.

Cu cît lichidul este mai puţin polar, conţinutul de molecule din complexul de adsorbţie scade şi se micşorează şi grosimea stratului difuz.

Prezenţa unui anumit tip de ioni în complexul de adsorbţie nu este definitivă. In anumite cazuri este posibilă înlocuirea unui ion din complex, cu un alt ion, fenomenul fiind denumit schimb de ioni. Printre factorii care condiţionează schimbul de ioni se pot enumera aciditatea mediului, concentraţia ionilor, natura ionilor.

Capacitatea de schimb este condiţionată de compoziţia mineralogică şi structura cristalină, precum şi de compoziţia granulometrică a scheletului, de pH-ul mediului. S-a constatat că energia de schimb creşte cu valenţa.

Schimbul de ioni nu trebuie considerat o reacţie chimică deoarece prin manifestarea lui nu se produc modificări de compoziţie chimică a substanţei solide a particulelor. Ea este o manifestare a energiei de suprafaţă a particulelor din fracţiunea argiloasă.

Cu cît capacitatea de schimb a unui pămînt este mai mare cu atît proprietăţile sale depind într-o mai mare măsură de modificările factorilor fizico-chimici ai mediului înconjurător.

Schimbarea ionilor în complexul de adsorbţie produce modificări ale întregului ansamblu.

Prin adsorbţie de $Ca^{++}$ şi $Mg^{++}$ se obţin următoarele schimbări în comportarea pămîntului.

- se reduce hidrofilitatea
- scade contracţia şi umflarea
- se reduce sensibilitatea la acţiunea apei.

Prin adsorbţie de $Na^{+}$ se obţin următoarele schimbări în comportarea pămîntului:

- creşte învelişul de apă adsorbită
- creşte impermeabilitatea pămîntului.

Filmul de apă legată are o grosime cuprinsă obişnuit între 0,25-0,50/4, iar greutatea ei specifică variază între 1,2-2,4. Ea poate prelua eforturi de alunecare, constanta ei dielectrică este de 2,2 şi temperatura de îngheţ - 78°C.

Deplasarea apei peliculare se face prin migrare de la particula cu peliculă mai groasă, spre particula cu peliculă mai subţire pînă la atingerea echilibrului.

Lebedev a denumit complexul alcătuit din apa higroscopică şi apa strîns legată, apa moleculară. Această peliculă de apă spre limita exterioară este lichidă dar are o vîscozitate mare.

Cantitatea de apă, care depăşeşte cantitatea de apă moleculară este apa slab legată, a cărei proprietăţi se apropie foarte mult de apa obişnuită mai ales în păturile situate la periferia complexului de adsorbţie. Apa slab legată nu îngheaţă la temperatura de - 1,5°.

Complexul format din particulă şi pelicula de apă strîns şi slab legată, alcătuieşte o micelă. Teoria care consideră argilele alcătuite din particule sub formă de micele poartă numele de teoria micelară a argilelor.

BCU Cluj / Central University Library

Prin ea se pot explica o serie de fenomene specifice argilelor ca plasticitatea, contracţia, umflarea, tixotropia.

Tixotropia

Prin tixotropie în chimia coloidală se înţelege proprietatea pe care o au unele sisteme coloidale de a se lichefia sub influenţa unei acţiuni mecanice, şi de a trece din starea de gel în starea de suspensie.

După încetarea acţiunii mecanice are loc restabilirea stării iniţiale, sistemul treptat coagulează din nou şi trece înapoi în gel.

Această transformare din gel în soluţie şi invers, se datoreşte particulelor de apă adsorbită.

Apa capilară

Apa capilară există ca urmare a fenomenelor ce apar la suprafaţa de separaţie între apă şi aer şi între apă şi solid.

Intensitatea acestor fenomene depinde de natura substanţelor respective.

Suprafaţa solidelor se deosebeşte de interiorul lor deoarece particulele de la suprafaţă spre deosebire de cele din interior, au o energie liberă de legătură în sens perpendicular pe suprafaţă. Astfel ia naştere la suprafaţă un cîmp de forţe care este denumit tensiune superficială.

La lichide moleculele suferă atracţii numai în plan orizontal şi spre interiorul lichidului. De aceea moleculele de la suprafaţa lichidului se comportă ca o membrană care are tendinţa de a da lichidului o suprafaţă de contact cît mai redusă faţă de mediul înconjurător. Aici forţele care acţionează asupra stratului superficial de molecule ale unui lichid formează de asemenea tensiunea superficială.

In cazul în care tensiunea superficială între solid şi lichid este mai mare decît atracţia între moleculele lichidului, aceasta se întinde pe suprafaţa de contact. Solidul în acest caz se numeşte liofil sau hidrofil dacă lichidul este apă. Rezultanta atracţiei este îndreptată spre solid, unghiul tangentei la curbă numindu-se unghi de umectare.

Dacă suprafaţa lichidului este limitată de un contur plan, caută să aibă o suprafaţă plană. Fiind curbată caută să obţină o formă plană şi exercită presiuni sau tracţiuni pe suprafaţa meniscului. Rezultanta acestor presiuni sau tracţiumi apasă asupra lichidului, sau îl atrage în sus apărînd fenomenul de capilaritate.

Datorită forţelor de atracţie exegcitate de solid şi a tendinţei lichidului de a avea o suprafaţă de contact cît mai redusă faţă de mediul înconjurător, în tuburi de diametre mici sau în deschideri de dimensiuni reduse apar fenomene la suprafeţele de separaţie solid-lichid şi lichid-aer care se concretizează prin manifestarea forţelor de antrenare capilară.

Golurile în pămînt pot fi asimilate cu astfel de tuburi avînd un diametru neregulat, şi din cauza fenomenului menţionat apa se ridică în aceste goluri dacă au un anumit diametru.

Ţinînd seama de apariţia fenomenelor capilare în pori de o anumită mărime, aceştia pot fi clasificaţi din acest punct de vedere în:

- pori supracapilari, cu goluri avînd un diametru mai mare de 0,508 mm. In aceşti pori apa circulă uşor numai sub influenţa forţei de gravitaţie.

- pori capilari cu diametrul cuprins între 0,508 pînă la 0,0002 mm (0,2$\mu$). In acest caz forţele capilare îşi fac echi-

librul cu forţa de gravitaţie, apa în pori se mişcă foarte încet şi numai sub acţiunea unei presiuni.

- pori subcapilari, cu diametrul mai mic de 0,0002 mm, în care apa este menţinută prin forţe de adsorbţie şi împiedică circulaţia prin aceşti pori foarte mici.

In fisurile stîncilor există de asemenea apă capilară care permite clasificarea dimensiunilor acestor fisuri folosind aceleaşi criterii ca mai sus.

- fisuri capilare avînd deschiderea între 0,254 mm şi 0,002 mm.

- fisuri subcapilare cu deschiderea mai mică de 0,002 mm. Apa se ridică în tubul capilar pînă cînd se stabileşte un echilibru între forţele de antrenare capilară şi greutatea coloanei de lichid, a cărei înălţime a fost denumită înălţimea capilară.

La partea ei superioară ea este limitată de o suprafaţă denumită menisc.

După legea lui Laplace, pentru un lichid avînd o tensiune superficială $\sigma$, presiunea unitară dirijată după normala la suprafaţa meniscului, necesară menţinerii sale curbate în condiţiile realizării unui echilibru de membrană va fi:

$$q = \sigma \left( \frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \right)$$

$\frac{1}{\rho_1}$ şi $\frac{1}{\rho_2}$ fiind curburile principale ale secţiunilor normale corespunzătoare direcţiilor principale ale suprafeţei meniscului, suma $\left( \frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \right)$ se numeşte curbura mijlocie a suprafeţei. Această presiune unitară, distribuită pe suprafaţa proiecţiei meniscului, echilibrează proiecţia rezultantei tensiunilor superficiale distribuite uniform la limitele porţiunii de menisc (fig.2.16).

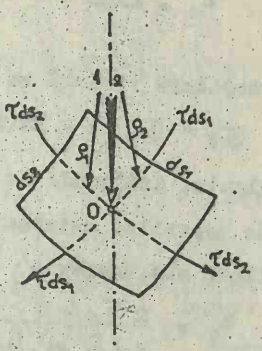



Fig.2.16. Tensiunea superficială a lichidului

Dacă vom considera meniscul sferic şi tubul de secţiune circulară, rezultă:

$$q = \sigma \left( \frac{1}{R} + \frac{1}{R} \right) = \frac{2\sigma}{R} \quad \text{şi} \quad R = \frac{r}{\cos\theta} \quad \text{deci}$$

$$= \frac{2\sigma\cos\theta}{r}$$

Punînd condiţia ca această rezultantă a forţelor de tensiune superficială să echilibreze greutatea coloanei de lichid putem scrie:

$$\pi \cdot r^2 \cdot h_c \cdot \rho_w \cdot g = \frac{2\sigma\cos\theta}{r} \cdot \pi r^2$$

de unde:

$$h_c = \frac{2\sigma\cos\theta}{r \cdot \rho_w \cdot g}$$

Înlocuind $\sigma = 72{,}58$ dyne/cm la 20°C

$\rho_w \cdot g = 981$ cm/s$^2$; rezultă:

$$h_c = \frac{0{,}15 \cdot \cos\theta}{r}$$

$\theta$ este unghiul de umectare, şi în cazul cel mai nefavorabil se ia egal cu 0° de unde obţinem:

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

$$h_c = \frac{0.15}{r}$$

Tensiunea capilară variază cu temperatura după relaţia:

$$\sigma_t = \sigma_0 \left[1 - \alpha(T - T_0)\right]$$

Dacă în calculul înălţimii de ascensiune capilară, avem în vedere densitatea vaporilor saturanţi ($\rho_v$) deasupra meniscului, înălţimea capilară are expresia;

$$h_c = \frac{2\sigma \cos\theta}{r(\rho_w - \rho_v)g}$$

Acţiunea tensiunii superficiale asupra conturului meniscului dă naştere în pereţii tubului capilar unei compresiuni, denumită presiune capilară (fig.2.17). Mărimea acestei forţe de compresiune depinde de înălţimea coloanei capilare şi de unghiul de umectare. Presiunile capilare a două tuburi capilare vecine, încarcă scheletul la nivelul franjului capilar, în dreptul granulelor care alcătuiesc pereţii acestor tuburi.

Generalizînd acest fenomen la tot orizontul superior al apei capilare, se obţine pe această suprafaţă o presiune distribuită pe unitatea de suprafaţă notată cu $\sigma_k$.

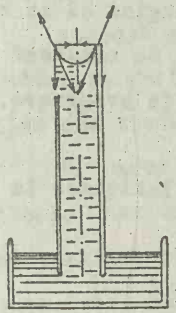
Această presiune se distribuie în realitate numai la schelet astfel că, presiunea capilară în schelet poate fi calculată prin intermediul lui $\sigma_k$ cu relaţia;

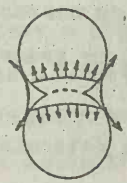
$$p_k \cdot (1-n) = p_k \frac{1}{1+e} = \sigma_k$$

$$p_k = \sigma_k (1+e)$$

Variaţia presiunii capilare pe verticală se poate determina cu relaţia (fig.2.18).

$$\sigma_{kz} = \rho_w \cdot g \cdot h_c - \rho_w g z = \gamma_w \cdot h_c - \gamma_w z = \gamma_w \cdot (h_c - z)$$





Apa capilară

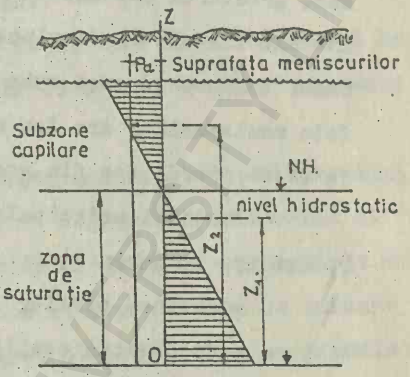



Fig.2.17.Presiunea capilară

Fig.2.18.Distribuția presiunii hidrostatice în apa capilară și gravitațională.

Cît timp vom avea $h_c > z$,în apă vor apărea eforturi unitare de întindere, iar în schelet de compresiune. Rezultă că apa capilară poate prelua eforturi de întindere.

Dacă $h_c < z$,vom avea solicitări de compresiune în apă (conform legii hidrostatice), scheletul fiind supus la o forță ascensională arhimedică.

Dacă ținem seama de presiunea atmosferică în diagrama de variație trebuie introdusă și linia $p_a$ indicînd efectul presiunii atmosferice.

In terenul de fundație, capilarele se prezintă sub forme și dimensiuni neregulate. Apa se va ridica în ele preferînd canalele de diametre mici și închizînd aerul acolo unde diametrele sînt mai mari.

Porii în imediata apropiere a nivelului apei subterane

vor fi umpluţi complet cu apă. Pe măsură ce urcăm ei vor fi umpluţi din ce în ce mai mult numai cu aer.

Aceasta se explică prin faptul că pe măsură ce urcăm mai sus, greutatea coloanei de apă devine din ce în ce mai mare şi învinge forţele de tensiune capilară, ea reuşind să se menţină numai acolo unde avem raze mici de curbură. De asemenea la suprafaţa meniscurilor are loc uneori un proces de evaporare, care face ca să se piardă apa din pori.

Factorii principali care determină înălţimea la care se ridică apa în teren sînt:

- mărimea porilor
- dispoziţia porilor

Variaţia gradului de umplere al porilor pe verticală este arătată în fig.2.19.

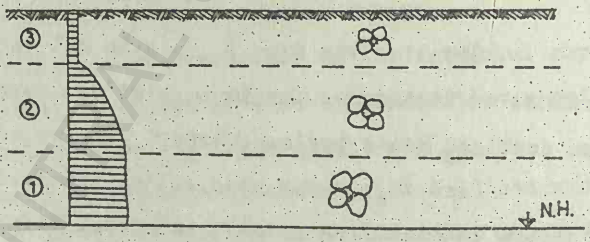



Fig.2.19.Distribuţia apei capilare pe verticală.

In zona 1 greutatea apei capilare se transmite scheletului sub forma unui efort de compresiune, vertical, avînd valoarea $p_k = \gamma_w \cdot h_c (1+e)$. Ea umple aici complet porii şi se numeşte zonă de saturare capilară.

In zona 2 ea are aceeaşi direcţie dar din cauză că nu umple golurile sarcina ce revine scheletului este mai redusă

$p_k = \alpha \cdot \gamma_w \cdot h_c (1 + e)$ Ea poartă denumirea de zonă de saturare capilară parţială.

In zona 3 coloana capilară se rupe şi există numai în dreptul contactelor granulelor, ceea ce schimbă forma meniscurilor şi caracterul de aplicare a presiunii capilare. Ea poartă denumirea de apă capilară de contact.

Această presiune capilară dă naştere la o rezistenţă la întindere şi forfecare a granulelor de nisip, denumită angrenaj capilar sau coeziune aparentă.

Frecarea dintre granul creşte datorită acestei presiuni capilare. Coeziunea aparentă face ca nisipul să se menţină cu taluz vertical pe cca 5o cm înălţime şi să aibă o porozitate mai mare cu 2o% - 3o% decît porozitatea în stare uscată la afînare maximă. Saturarea cu apă sau uscarea nisipului face ca granulele să se deplaseze căutînd o nouă stare de echilibru mai stabilă la o porozitate mai redusă.

Apa capilară de contact nu poate transmite presiuni hidrostatice (fig.2.2o).

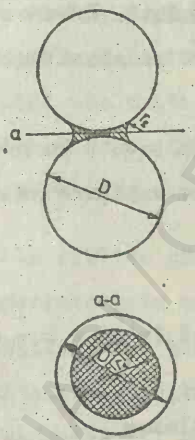



Fig.2.2o.Apa capilară de contact

In prafuri şi nisipuri capilarele nu sînt continui şi nici de acelaşi diametru. Înălţimea apei capilare este influenţată în mare măsură de distribuţia porilor şi mărimea lor.

In argile avem apă capilară pe lîngă apă legată. Aici înălţimea capilară reală este mai redusă în realitate decît cea calculată teoretic, deoarece apa legată împiedică deplasarea apei capilare în golurile mici.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Intr-un pămînt distingem o valoare maximă şi una minimă pentru ascensiunea capilară din cauza neregularităţii dimensiunilor şi tuburilor capilare (fig.2.21.).

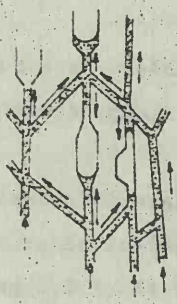


Fig.2.21.Bule de aer închise în pămînt prin ascensiune capilară.

Fig.2.22.Zonele de apă capilară.

Din acest motiv la scăderea nivelului apelor subterane meniscul poate să rămînă pe loc. De asemenea se poate ca în dreptul porilor mai mari, mai jos de meniscuri, coloana capilară să se rupă, ea terminîndu-se la partea de jos tot cu un menisc. In acest fel ia naştere apa capilară suspendată. Invers la creşterea cantităţii de apă în capilar, pot să apară bule de aer închise masa de apă (fig.2.22).

Avînd în vedere cele arătate de multe ori în practică pentru determinarea înălţimii de ascensiune capilară se foloseşte formula empirică.

$$h_c = \frac{c}{e d_{10}}$$

c = valoarea empirică care variază între 0,1 - 0,5 $cm^2$

e = indicele porilor

$d_{10}$ = diametrul efectiv al pămîntului

Apa gravitațională

Apa gravitațională umple porii și golurile mai mari formînd uneori chiar pungi de apă. Ea se deplasează în pămînt sub acțiunea forțelor de gravitație și a presiunilor hidrostatice și hidrodinamice.

Apa gravitațională are toate proprietățile apei din natură. Ea nu este chimic pură și conține săruri dizolvate și de multe ori și substanțe în stare coloidală.

Prin disocierea acestor săruri ea poate avea o reacție acidă sau bazică funcție de valoarea pH care o caracterizează (potențialul de hidrogen, logaritmul zecimal al inversului numărului de grame de ioni liberi de hidrogen într-o soluție de 1 l.) La apa acidă, valoarea pH este mai mică decît 7 iar la apa bazică mai mare decît 7. Apa neutră are pH egal cu 7.

2.1.5. Umidități caracteristice

Existența apei în pămînt influențează asupra proprietăților acestuia și determină comportarea lui.

Funcție de ordinul lor de mărime, granulele minerale din care este alcătuit pămîntul, pot fi inerte față de apă sau superficial active. Cele din urmă de obicei din punct de vedere mineralogic sînt alcătuite din minerale argiloase, dimensiunile lor variind între 1 $\mu$m și 5 $\mu$m. Ca structură aceste pămînturi au structuri agregate care au o mare influență asupra comportării pămîntului.

In analiza granulometrică prin sedimentare, se distrug aceste agregate prin adăugire de peptizanți, alterînd astfel proprietățile reale ale pămîntului din zăcămînt. Microagregatele care alcătuiesc structura agregată au în general o rezistență la acțiuni mecanice mai mare decît structura în ansamblu, care nu

poate fi pusă în evidenţă corelînd-o numai cu compoziţia granulometrică.

Aceste pămînturi de granulaţie fină (argiloase) se comportă în mod diferit funcţie de cantitatea de apă cu care vin în contact, putînd trece de la o stare curgătoare la o stare vîrtoasă - tare, trecînd printr-o stare plastică. Schimbarea acestei stări are loc la anumite umidităţi specifice fiecărui fel de argilă, fiind nişte constante caracteristice pentru argila respectivă, motiv pentru care au fost denumite umidităţi caracteristice.

Se disting următoarele trei umidităţi caracteristice:

- limita de curgere
- limita de plasticitate
- limita de contracţie.

Limita de curgere este umiditatea peste care pămîntul argilos se comportă ca un lichid vîscos, curgînd.

La umidităţi inferioare limitei de curgere, pămîntul argilos se comportă plastic, pînă la o valoare a umidităţii egală cu limita de plasticitate.

Proprietatea pe care o au pămînturile de granulaţie fină şi care a fost denumită plasticitate, constă în capacitatea lor de a fi modelate fără ca prin aceasta să-şi modifice volumul sau să-şi piardă continuitatea masei. Această proprietate se datoreşte fracţiunii argiloase din pămînt înconjurată de pelicula de apă adsorbită.

Domeniul de umiditate în care pămîntul se comportă plastic este diferenţa dintre limita de curgere şi limita de plasticitate. El are drept corespondent numeric un indice geotehnic denumit indice de plasticitate ($I_p$). Mărimea indicelui de plasticitate se calculează cu relaţia:

$$I_p = W_L - W_p$$

$W_L$ = limita de curgere sau limita superioară de plasticitate.

$W_p$ = limita de plasticitate sau limita inferioară de plasticitate.

Dacă se corelează conţinutul pământului în particule cu diametrul mai mic de 2 $\mu$m exprimat în procente şi limitele de plasticitate, se observă influenţa mare a particulelor fine asupra acestora (mai accentuată în cazul limitei de curgere).

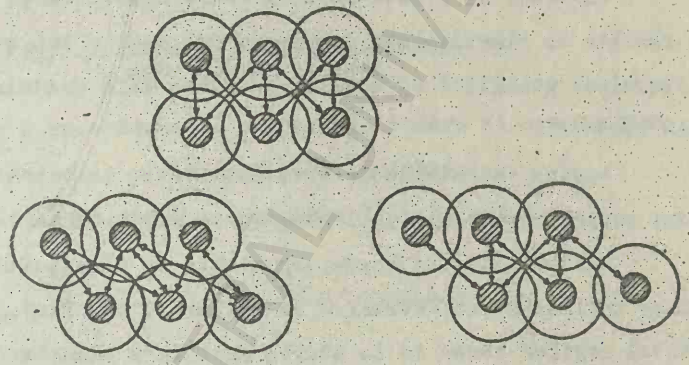


Fig.2.23. Plasticitatea argilelor

Consistenţa unui pământ argilos, respectiv uşurinţa modelării lui depinde de cantitatea de apă pe care o conţine şi poate fi exprimată prin indicele de consistenţă, care are expresia:

$$I_c = \frac{W_L - W}{W_L - W_p} = \frac{W_L - W}{I_p}$$

Complementul indicelui de consistenţă este indicele de curgere $I_L$, care se calculează cu relaţia:

$$I_L = \frac{W - W_p}{I_p} = 1 - I_c$$

Factorii care determină valoarea limitelor de plasticitate sînt:

- compoziţia granulometrică
- natura mineralogică a granulelor
- natura cationilor adsorbiţi

Indicele de plasticitate şi limita de curgere dău o indicaţie asupra capacităţii de a lega apa. O limită de curgere mare indică un procent mare de părţi fine, iar o valoare mare a indicelui de plasticitate o mare putere de adsorbţie.

Indicele de plasticitate permite clasificarea pămînturilor funcţie de plasticitate, precum şi denumirea lui în paralel cu denumirea stabilită pe baza compoziţiei sale granulometrice (STAS 1243-74).

Limita de contracţie este umiditatea sub care pămîntul nu mai suferă contracţii prin micşorarea conţinutului său de apă.

Cînd umiditatea scade sub limita de plasticitate pierderea apei se manifestă prin formarea de meniscuri capilare, pînă cînd pămîntul argilos trece de la starea unui corp evasitare sau semisolid la starea unui corp tare sau solid. Acest punct reprezintă tocmai umiditatea denumită limită de contracţie. Începînd de aici evaporarea apei nu mai este însoţită de o schimbare de volum, meniscurile apei capilare se rup şi proba de pămînt îşi schimbă culcarea.

Procesul de eliminare a apei precum şi variaţia corespunzătoare de volum se poate reprezenta grafic (fig.2.24).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

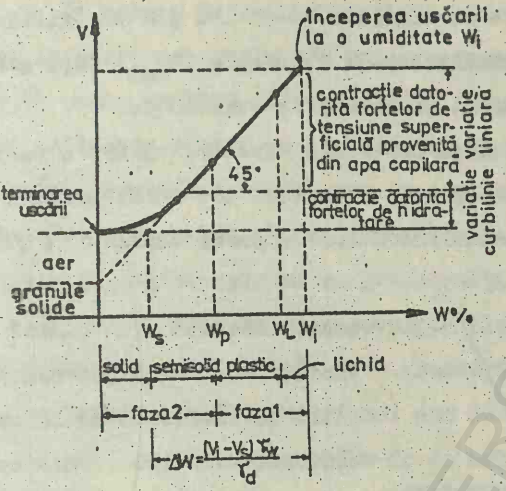



**Fig.2.24.Reducere de volum funcție de scăderea umidității.**

Pentru a caracteriza din punct de vedere al contracției un pământ se folosesc o serie de indici geotehnici.

Contracția volumică se calculează cu relația:

$$C_v = \frac{V_i - V_f}{V_f} = \frac{V_i - V_d}{V_d}, \text{ în care:}$$

$V_i$ - volumul inițial

$V_f$ - volumul final, considerat egal cu volumul pământului în stare uscată ($V_d$).

In prima etapă a uscării variația este liniară, contracția datorîndu-se tensiunii superficiale și apei capilare.

In etapa a doua variația este curbilinie, contracția se datorește forțelor de hidratare.

In general limita de contracție este mai mică decît limita de plasticitate, excepție făcînd pămînturile argiloase, cu

un conţinut important de nisip.

Limitele de variaţie ce se iau pentru umiditate sînt limita dată de umiditatea la saturaţie ($W_{sat}$) fără a deranja structura pămîntului şi limita de contracţie.

La uscări şi umeziri succesive, variaţia volumului nu mai este aşa de uniformă, deoarece la o umiditate mai mică decît limita de contracţie intră aer în porii capilari ( fig.2.25).

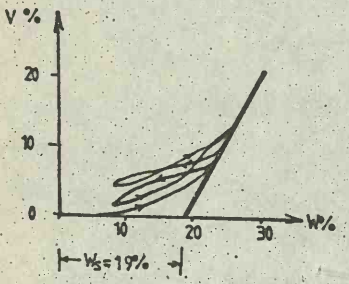



Fig.2.25.

Pentru a putea exprima susceptibilitatea unui pămînt argilos la variaţii de volum provocate de variaţiile de umiditate se foloseşte de contracţie-umflare, care se calculează cu relaţia:

$$I_{cu} = \frac{W_{sat} - W}{W_{sat} - W_s}$$

$W_{sat}$ = umiditatea la saturaţie

$W_s$ - limita de contracţie

Cînd $I_{cu} = 0$ sînt posibile numai contracţii; cînd $0 < I_{cu} < 1$ sînt posibile şi fenomene de contracţie şi fenomene de umflare; iar cînd $I_{cu} = 1$ sînt posibile numai fenomene de umflare.

Un alt indice care arată susceptibilitatea unui pămînt argilos la variaţii de volum este indicele de activitate $I_A$, care se calculează cu relaţia:

$$I_A = \frac{I_p}{A_2}$$

$I_p$ - indicele de plasticitate

$A_2$ - conţinutul în fracţiuni mai mici sau egale cu 2 $\mu$m.

In natura în cadrul rocilor sedimentare există numeroase argile, care sub influenţa unor factori suferă variaţii de volum şi anume umflări şi contracţii. Aceste modificări de volum produc influenţe dăunătoare lucrărilor de suprafaţă sau subterane. Astăzi problema aceasta este bine cunoscută şi se iau măsuri tehnice de construcţii pentru împiedicarea acestui fenomen. In ţara noastră astfel de roci cu proprietăţi de umflare-contracţie se întîlnesc mai ales în zona subcarpaţilor meridionali pînă la Dunăre(Muntenia şi Oltenia), cu o frecvenţă mai mare în jurul oraşelor Craiova şi Piteşti şi mai rar în celelalte zone ale ţării. Aceste argile contractile de la noi din ţară aparţin formaţiunii de zonă temperată, din care fac parte depozitele glaciare, lacustre şi marine de la sfîrşitul terţiarului şi începutul cuaternarului. Depozite similare se mai întîlnesc în Ungaria, Cehoslovacia şi Anglia.

Aceste roci au provenit din marne argiloase supuse unui proces de solificare, datorită căruia carbonatul de calciu de la partea superioară a formaţiunii marnoase a fost spălat şi depus la 2-2,5 m adîncime, într-un orizont de culoare albicioasă. Astfel s-a format un depozit de sol cu un orizont superior, bogat în humus, un orizont mediu-bogat în particule de argilă coloidală şi un orizont inferior - bogat în carbonat de calciu şi alte săruri levigate. Aceste pămînturi argiloase denumite contractile sînt caracterizate prin:

- conţinut în fracţiunea argilă (sub 2$\mu$) între 19-55% ajungînd în orizontul mediu la 69%.

- porozitate - n% = 47% la suprafaţă; n= 40% la 1,2 m. adîncime şi n=36% la 2,5 m adîncime.

- umiditatea este minimă în orizontul mediu
- coeficientul de umflare liniară între umiditatea naturală şi umiditatea maximă variază între o,31-1,25.
- limita de contracţie nu depăşeşte 1o%
- coeficientul de contracţie liniară variază între o,25% şi o,6% şi este mai mare în orizontul mediu.

La noi în ţară asemenea roci predispuse la variaţii de volum, în special la umflări, se găsesc în formaţiunile de cărbuni şi în special la lignit. Ele sînt alcătuite din argile şi marne argiloase. Fenomenul de umflare s-a observat şi la unele tunele, s-au observat asemenea fenomene şi la minele de cărbuni din U.R.S.S., Ungaria, R.D.G., Cehoslovacia,ş.a. In alte ţări ca Maroc şi Birmania, terenurile argiloase contractile aparţin formaţiunii de climă caldă şi au provenit prin transformarea biodinamică a solului.

Ele conţin materii organice, sînt afînate, au plasticitate mare, sînt sensibile la umiditate şi prezintă mari variaţii de volum.

Factorii care cauzează variaţiile de volum.

In cazul rocilor argiloase de suprafaţă factorii ce duc la variaţiile de volum sînt:

- natura argilelor şi starea lor; condiţiile hidrogeologice; factorul climatic şi variaţia de temperatură în sol; vegetaţia.

- <u>Natura argilelor şi starea lor</u>. Argilele se comportă diferit în funcţie de natura mineralogică de care depinde sensibilitatea la variaţiile de umiditate şi temperatură ca urmare a activităţii lor coloidale. Cele mai sensibile sînt argilele cu

constituent mineral montmorillonitic, urmează cele ilitice, iar cele mai puțin sensibile sînt cele ce conțin caolinit. Explicația constă în aceea că montmorilonitul are proprietatea ca rețeaua cristalină să expandeze prin absorbție de apă, producînd o mărire a volumului de argilă pînă la 400 de ori volumul inițial.

Fenomenul este foarte pronunțat la argilele bentonitice. S-a observat că indicele de plasticitate $I_p$ al unei argile și fracțiunea argiloasă A (particule sub 2$\mu$) stau într-o relație funcțională $I_p = f(A)$, ce reprezintă o dreaptă ce trece prin origine și că pentru același conținut de argilă, procentual, cu cît indicele de plasticitate $I_p$ este mai mare, cu atît roca argiloasă este mai sensibilă la variații de volum, adică mai activă.

Astfel s-a admis următoarea clasificare a argilelor în funcție de raportul $I_p/A$:

- argile inactive: $I_p/A < 0,75$
- argile normale : $0,75 < I_p/A < 1,25$
- argile active : $I_p/A > 1,25$

Privind sensibilitatea la umflare și contracție a argilelor în funcție de mineralul argilos, ca dimensiune granulometrică, au dus la următoarele valori a raportului de activitate $I_p/A$:

- cuarț - 0 - illit - 0,90
- calcit - 0,18 - Ca - montmorillonit - 1,50
- muscovit - 0,23 - Na - montmorillonit - 7,2
- caolinit -0,33-0,46

Rezultă sensibilitatea argilelor montmorilonitice la variații de volum, în special cele pe bază de Na și Ca, iar cele caolinitice cu bază de cuarț, calcită și mică sînt inactive.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- factorul climatic şi variaţia temperaturii are o influenţă asupra variaţiei de volum în regiunile cu variaţii mari de umiditate şi temperatură, ca în regiunile tropicale şi cu climă continentală (ţara noastră).

Vara insolaţia la noi e mare, argilele crapă, prin contracţie, iar toamna în perioadele de ploi, apa este absorbită şi se produce variaţia de volum.

- condiţiile hidrogeologice joacă un rol important asupra stării argilelor contractile. Cu cît nivelul Hidrostatic e mai ridicat, cu atît degradările sînt mai reduse şi invers, prezenţa la adîncime mare a nivelului hidrostatic influenţează dăunător asupra construcţiilor (contracţii sau umflări periodice).

- vegetaţia

O vegetaţie perenă agravează situaţia construcţiilor prin contracţie, deoarece aceasta usucă pămîntul. La fel degradările construcţiilor cresc în apropierea pîlcurilor de arbuşti sau pomi. De aceea trebuie păstrată distanţa de siguranţă D=n.H în care n= coeficient de siguranţă $1,5 < n > 1,0$, iar H = înălţimea celui mai înalt copac.

In ceea ce privesc rocile argiloase din adîncime, asupra factorilor ce influenţează modificările de volum ale rocilor argiloase din adîncime există mai multe păreri:

- astfel fenomenul umflării poate fi explicat prin presiunea apei ce ia naştere în urma executării excavaţiei, apă ce se găseşte în porii rocilor argiloase. Astfel apa din pori acţionează pe suprafaţa dezvelită a săpăturii, aerul neputînd pătrunde în interiorul maselor strivite.

Prin pătrunderea apei de infiltraţie în lucrările subterane se produce umflarea rocilor prin deformarea pereţilor

şi a tălpii şi deci prin reducerea dimensiunilor lucrării (K.v.Terzaghi).

- altă părere susţine că umflarea rocilor în lucrările subterane este unul din fenomenele de manifestare a deformaţiilor acestor roci, ca urmare a interacţiunii forţelor exterioare ale presiunii litostatice şi ale forţelor interioare de coeziune şi de frecare.

Astfel fenomenele de umflare se împart în două grupe, după cauzele care le provoacă:

a) Umflarea produsă de forţele exterioare (umflarea rocilor în zona de strivire, deformaţiile plastice, refularea sau curgerea plastică a rocilor spre interiorul excavaţiei) (V.M.Gorodnicev).

b) O altă părere susţine ca o cauză a umflării rocilor capacitatea de absorbţie a apei de către unele roci argiloase sub influenţa umidităţii aerului, ce are ca urmare o modificare a volumului rocilor. Se produce astfel şi refularea rocilor spre excavaţie (V.A.Gordus).

c) In sfîrşit cauza modificărilor de volum a rocilor argiloase, a umflării lor se datoresc excavaţiilor ce modifică echilibrul natural al rocilor (M.V.Sirovatko).

Tixotropia şi semnificaţia geomecanică a proceselor tixotropice.

Tixotropia unei roci reprezintă intensitatea agitaţiei, prin care se înţelege forţa necesară ruperii edificiului tixotropic şi timpul de priză. Aceşti factori sînt în funcţie de natura particulelor minerale (faza dispersată) şi a dispersantului (conţinutul şi concentraţia electrolitului şi pH-ul lui).

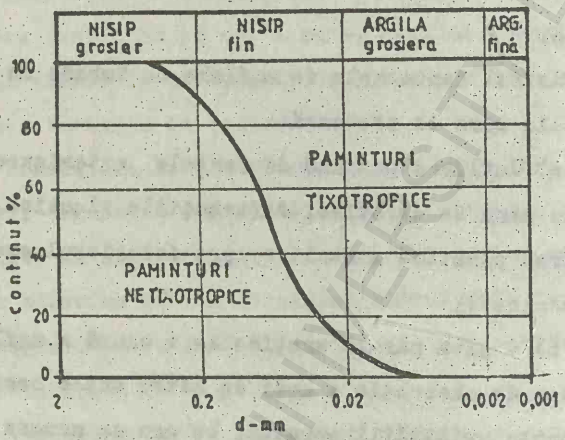



Fig.2.26.

Tixotropicitatea este capacitatea rocilor de a suferi fenomenul tixotropiei. Ea variază în funcţie de umiditate, iar de la rocă la alta şi în funcţie de dimensiunile particulelor.

In general fenomenul apare între dimensiunile de 0,04-0,02 mm (vezi tabelul). Limita de solidificare tixotropică reprezintă umiditatea la care o pastă consistentă tixotropă, la un minut de repaos, după agitare, continuă încă să curgă sub greutatea proprie. Limita de solidificare tixotropă, se află dincolo de limita de curgere, iar zona cuprinsă între limita de curgere şi limita de solidificare tixotropă, se numeşte zonă ce consistenţă tixotropă.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru argilele tixotrope limita de solidificare tixotropă ($W_{st}$) variază între 30-60%, iar pentru argilele foarte tixotrope, depăşeşte 100%. Tixotropia este un fenomen foarte important în producerea alunecărilor de teren.

Tixotropia este determinată de forma şi hidrofilitatea particulelor minerale, temperatură şi presiune. H.Freundlich a arătat importanţa ionizării dispersantului, arătînd că timpul de priză scade pe măsura creşterii concentraţiei de ioni. Un rol important în tixotropie îl joacă particulele de 2-3$\mu$. Sholek a arătat timpul de priză se reduce pe măsura creşterii temperaturii, ceea ce duce la o intensificare a proceselor tixotropice. Pe scurt se poate spune că o rocă tixotropă este aceea care în repaos este un gel, iar agitată devine o soluţie (roca este mediul dispers, iar apa dispersantul).

Dată relaţia dintre timpul de priză şi diametrul particulelor vom putea aprecia tixotropia:

| Diametrul particulelor mm | Timpul de priză | Aprecierea tixotropiei |
|---|---|---|
| 0,25 - 0,06 | zile, ore | slabă |
| 0,06 - 0,01 | 5-30 minute | puternică |
| 0,007 | 1 minut | foarte puternică |

Tixotropia începe de la dimensiunea particulelor de 200$\mu$ şi creşte în intensitate, prin reducerea timpului de priză, pe măsura descreşterii diametrului particulelor. Apa mării creşte tixotropia rocilor argiloase, reducînd timpul de priză, de aceea sedimentele marine sînt mai tixotrope decît sedimentele de apă dulce.

Cauzele tixotropiei se datoresc deranjării structurii ce o formează cationii stratelor de difuzie a particulelor cu anionii din intervalele dintre aceste strate sub influenţa forţelor de

interacţiune.

Moleculele de apă legată, orientate diferit faţă de anioni şi cationi, intră într-o interacţiune de forţe, dînd structurii o anumită rezistenţă. La vibraţii sau agitaţie, aceste legături structurale se distrug, argila se înmoaie şi cantitatea de apă în masa rocii creşte foarte mult. Astfel o parte din apa legată fizic se transformă în apă liberă. La punctele de contact între particule, grosimea peliculei de apă creşte, slăbind legăturile dintre particulele minerale.

Astfel pentru apariţia procesului tixotropic, nu e obligatorie prezenţa apei libere în rocă. După încetarea vibraţiei sau agitaţiei rocii, întărirea gelului are loc pe seama măririi numărului de contacte ale particulelor minerale, ce se realizează prin micşorarea grosimii peliculelor de apă sub influenţa forţelor moleculare. Intărirea tixotropică este dată de creşterea numărului de contacte în unitatea de volum.

Apa liberă se transformă treptat în apă legată, iar creşterea vîscozităţii fluidului este determinată de încetarea treptată a mişcării particulelor. Cu timpul cationii, anionii şi moleculele de apă ocupă noi poziţii de echilibru, structura se reface şi argila se întăreşte.

In stare de gel, particulele minerale formează un sistem structural, în general afînat; ce se distruge uşor la solicitări dinamice. Aprecierea tixotropiei rocilor se face prin determinarea umidităţii tixotropice ($W_t$) care după Akkerman, reprezintă umiditatea la care o rocă argiloasă preparată sub formă de pastă şi introdusă într-o eprubetă de 15 mm diametru, după 1 minut de repaos curge foarte greu pe peretele eprubetei prin răsturnarea lentă a acesteia.

Astfel rocile se clasifică în:

- roci slab tixotrope: $W_t < 8o\%$
- roci cu tixotropie medie: $W_t = 8o - 12o\%$
- roci puternic tixotrope: $W_t > 12o\%$.

Cunoaşterea mărimii tixotropiei rocilor reprezintă o bază de interpretare a susceptibilităţii argilelor la alunecări de teren în condiţii de vibraţii.

Argilele puternic tixotrope sînt mult mai susceptibile de alunecări de teren decît cele slab tixotrope.

Studiind formaţiunile mio-pliocene de pe valea Buzăului, unde sînt roci cu tixotropie medie;

M.Florea (Univ.Bucureşti) introduce noţiunea de"indice de tixotropie" notat cu $i_t$, ce reprezintă diferenţa dintre umiditatea tixotropică $W_t$ şi limita de curgere Atterberg, WL:

$$i_t\% = W_t - WL$$

Se pot astfel clasifica rocile în următoarele trei grupe:

- roci slab tixotrope: $i_t < 25\%$
- roci cu tixotropie medie: $i_t = 25 - 5o\%$
- roci puternic tixotrope: $i_t > 5o\%$

Cele două criterii de apreciere a rocilor tixotrope, umiditatea tixotropică ($W_t$) şi indicele de tixotropie ($i_t$) au un grad de coincidenţă de 85%. Atît umiditatea tixotropică cît şi indicele de tixotropie sînt influenţate de cpnţinutul în fracţiunea argiloasă.

Astfel a fost definit "gradul de finete al argilei" ($\alpha_a$), (M.Florea), se reprezintă raportul dintre fracţiunea prăfoasă (P) şi fracţiunea argiloasă (A), dintr-o probă, exprimată în procente. Gradul de finete este un număr adimensional.

$$\alpha_p\% = \frac{P}{A} \cdot 100$$

P = fracţiunea prăfoasă

A = fracţiunea argiloasă.

Valorile mici ale gradului de finețe corespund unui procent ridicat al fracţiunii argiloase din rocă, iar valorile mari pun în evidenţă o finețe redusă, fracţiunea prăfoasă fiind în proporţie mare.

2.1.6. Mişcarea apei în rocile moi.

Mişcarea apei în rocile moi este una dintre cele mai importante proprietăţi ale rocilor necoezive. Curgerea apei prin roci, are loc numai sub acţiunea presiunii coloanei de apă corespunzătoare diferenţei de nivel piezometric. In cazul rocilor necoezive, gradientul de presiune $I_p$, este raportul dintre presiunea coloanei de apă $h \cdot \gamma_w$ şi lungimea l, a liniei de curent între două puncte. Deci:

$$I_p = \frac{h \cdot \gamma_w}{l}$$

$I_p$ = gradientul de presiune

$h \cdot \gamma_w$ = presiunea coloanei de apă

$l$ = lungimea curentului

$\gamma_w$ = greutatea specifică a apei.

Gradientul hidraulic I, reprezintă raportul dintre gradientul de presiune $I_p$ şi greutatea specifică a apei $\gamma_w$.

$$I = \frac{I_p}{\gamma_w} = \frac{\frac{h \gamma_w}{l}}{\gamma_w} = \frac{h}{l}$$

Curgerea laminară se supune legii lui Darcy în care:

$Q = SV.t$

Q = debitul

S = suprafaţa secţiunii

V - viteza curentului

t - unitatea de timp

Viteza de curgere depinde de coeficientul de permeabilitate k şi gradientul hidraulic I.

Coeficientul de permeabilitate k, reprezintă cantitatea de apă ce trece în unitatea de timp prin unitatea de suprafaţă, dispusă perpendicular pe direcţia curentului sub un gradient hidraulic unitar.

Acest coeficient k, se măsoară în cm/sec, m/sec, după necesităţi.

El depinde şi de mărimea golurilor, rugozitatea peretilor acestora, greutatea specifică a apei, vîscozitatea lichidului şi temperatura lichidului precum şi de prezenţa bulelor de aer. Pentru rocile necoezive cu permeabilitate ridicată (nisipuri), coeficientul de permeabilitate se determină în laborator cu permeametrul cu gradient constant, folosind relaţia:

$$k = \frac{V}{I} = \frac{\frac{Q}{S.t}}{\frac{\Delta h}{l}} = \frac{Q.l}{\Delta h.S.t} \quad (cm/s)$$

Pentru rocile necoezive cu permeabilitate redusă, cum sînt nisipurile argiloase, coeficientul de permeabilitate se determină cu permeametrul cu gradient variabil, după relaţia:

$$k = 2{,}3 \frac{a}{S} \cdot \frac{l}{t} \left(\log. h_1 - \log. h_2\right)$$

a- secţiunea biuretei în $cm^2$

S- secţiunea probei în $cm^2$

l- lungimea probei în cm

$h_1$, $h_2$ - nivelele iniţial şi final al apei în biuretă în cm.

t - timpul de recoltare a apei filtrate

Coeficientul de permeabilitate k, variază de la o rocă la alta şi chiar în cadrul aceleaşi roci.

- pietriş curat: $k=10^{-1} - 10^{-2}$ cm/s
- nisip cu pietriş: $k=10^{-3} - 10^{-1}$ cm/s
- nisip fin, praf: $k=10^{-3} - 10^{-7}$ cm/s
- argile : $k=10^{-7}$ cm/s

Forţa curentului este presiunea apei repartizată la unitatea de volum şi se notează cu J:

$$J = \frac{\gamma_w \cdot h}{l} = \gamma_w \cdot I$$

Forţa curentului intervine în curgerea apei modificînd stabilitatea rocilor. Antrenarea materialului de către curentul de apă are loc cînd forţa acestuia este egală cu greutatea volumetrică de sub apă a materialului.

$$\gamma_w \cdot I = \gamma'$$

Legat de forţa curentului se mai poate determina gradientul critic $I_{crit}$ şi viteza critică $V_{crit}$.

$$I_{crit} = \frac{\gamma'}{\gamma_w} \quad ; \quad V_{crit} = I_{crit} \cdot k$$

Vitezele critice, funcţie de mărimea granulelor, pentru diferite tipuri de roci noi sînt date în tabelul

| Denumirea rocii | Dimensiunile fragmentelor mm | Viteze critice m/s |
|---|---|---|
| Nisipuri prăfoase | 0,01-0,10 | 0,01-0,020 |
| Nisipuri fine | 0,10-0,20 | 0,02-0,035 |
| Nisipuri mijlocii | 0,25-0,50 | 0,04-0,070 |
| Nisipuri grosiere | 0,50-1,0 | 0,07-0,100 |
| Nisipuri f.mari | 1,0- 2,00 | 0,11-0,170 |
| Pietrişuri mărunte | 2,0- 4,0 | 0,18-0,800 |

Dacă viteza critică e depăşită, are loc o deplasare a particulelor, o creştere a porozităţii şi deci a permeabilităţii. In punctul de ieşire la suprafaţă a curentului are loc o antrenare a materialului deoarece aici se concentrează liniile de curent. Se produce astfel o depresiune, care creşte sub forma unui canal. Fenomenul se numeşte eroziune internă şi duce la distrugerea construcţiilor. Pentru împiedicarea acestui fenomen se utilizează filtrele inverse care îngreunează antrenarea particulelor de nisip.

La pămînturi coezive deplasarea apei este provocată şi de forţele de atracţie care reţin pelicula de apă adsorbită de particulele fine .

Acţiunea meniscurilor capilare şi a forţelor de atracţie electromoleculară au ca rezultat un cîmp de forţe, denumite forţe de sucţiune.

Manifestarea acestor forţe de sucţiune este arătată schematic în figura 2.27 şi fig.2.28.

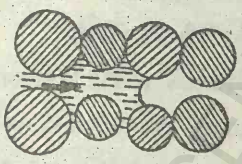


Fig.2.27.Sucţiunea la pămînturi necoezive.

Fig.2.28.Sucţiunea la pămînturi.

Schema în care sucţiunea este provocată de forţele moleculare de adsorbţie corespunde situaţiei în care grosimea peliculei de apă adsorbită este mai mică decît grosimea corespunzătoare saturării cîmpului de atracţie al acestor forţe.

BCU MASTER CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Forţele de suctiune sînt cu atît mai intense cu cît este mai redusă umiditatea pămîntului, deoarece pentru umidităţi scăzute creşte intensitatea forţelor capilare, din cauza reducerii razei meniscurilor şi sporeşte cota nesaturată a forţelor moleculare, din cauza grosimii reduse a păturii de apă adsorbită.

Mărimea suctiunii poate varia între valoarea 0 pentru pămînturile saturate şi zeci de mii N/cm$^2$ pentru pămînturile argiloase uscate. Intensitatea suctiunii se exprimă în înălţime echivalentă de coloană de apă, care fiind foarte mare s-a convenit să se folosi logaritmul înălţimii echivalente de coloană de apă în cm, mărime denumită potenţial de umiditate, (pF).

Ca urmare a efectului suctiunii apa cuprinsă în două volume de pămînt cu umidităţi diferite puse în contact, se deplasează dinspre zona cu suctiuni mai scăzute spre zona cu suctiuni mai ridicate, pînă la realizarea unei aceleaşi valori a suctiunii în ambele volume de pămînt.

Dacă se neglijează acţiunea gravităţii asupra apei supuse suctiunii, viteza de circulaţie a apei capilare şi peliculare poate fi exprimată printr-o lege analoagă legii lui Darcy:

$$v = k_{cp} \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot \frac{\Delta s}{\Delta L}$$

$\Delta S$ = creşterea suctiunii între două puncte în pămînt situate la distanţa $\Delta L$.

$k_{cp}$-coeficientul de permeabilitate capilaro-peliculară.

Spre deosebire de coeficientul de permeabilitate care se referă la filtrarea apei gravitaţionale, coeficientul de permeabilitate capilaro-peliculară nu este numai o caracteristică a unui pămînt dat ca natură, ci depinde de valoarea suctiunii, adică de umiditatea pămîntului, pentru un acelaşi gradient de suctiune.

Datorită suoţiunii, sub suprafeţe acoperite aşa fel încât să nu fie posibilă evaporarea apei, umiditatea creşte pînă la limita la care suoţiunea rămasă nu mai este în măsură să asigure atragerea apei din zonele învecinate.

Apa legată care curge prin porii unui pămînt argilos îndesat se comportă ca un corp vîscos plastic. Ea începe să filtreze numai cînd se atinge o anumită valoare minimă a gradientului hidraulic.

Gradientul poartă denumirea de gradient iniţial, şi variază cu intensitatea cu care este legată apa.

Expresia vitezei de filtraţie este:

$$v = k\,(i - i_0)$$

$i_0$ = gradientul iniţial

2.1.7. Gazele în rocile moi

In pămînt gazele se găsesc în spaţiul necoupat de apă dintre particulele de pămînt. Ele sînt constituite din vapori de apă, bioxid de carbon, azot şi oxigen.

Din punct de vedere al legăturii ce poate exista între gaze şi particulele solide ale scheletului, ele pot fi adsorbite sau libere. Gazele din goluri pot comunica sau nu cu atmosfera. Gazele care comunică cu atmosfera, au temperatura şi presiunea zonei vecine din atmosferă. Dacă presiunea şi temperatura atmosferei variază, sau dacă o încărcare oarecare produce deformarea pămîntului aceste gaze părăsesc cu uşurinţă golurile dintre particulele solide.

Gazele care nu comunică cu atmosfera, denumite închise se întîlnesc de obicei în pămînturi fin dispersate şi prin prezen-

ţa lor influenţează comportarea pămînturilor sub acţiunea încăr-cărilor (mărindu-le elasticitatea) precum şi permeabilitatea lor reducînd-o.

Efectul principal al bulelor de gaz din pori constă în formarea suprafeţelor libere a apei în golurile dintre particu sub forma unor meniscuri. Prin aceasta apar forţe de tensiune superficială în pori, care modifică proprietăţile mecanice ale pămîntului ce conţine aceste bule de aer.

Aerul din pămînt poate fi solvit în apă, acest fenom fiind guvernat de legea lui Henry, cantitatea de aer solvit în volume reportat la volumul de apă fiind funcţie de temperatur (scade cu creşterea ei) şi presiune (creşte cu creşterea ei).

In cazul scăderii presiunii din lichid, o parte din şi gazele solvite, se degajează din lichid şi formează bule c se lipesc de suprafaţa granulelor minerale.

Gazul, cuprins în pămînt, poate fi constituit din re ţuri de aer, rămase cu ocazia saturării sale, sau degajate di apă în care au fost solvite sau în sfîrşit, format în urma un reacţii chimice ce au avut loc în pămînt.

Prin scăderea presiunii din apă în afară de degajare unui volum de aer, care a fost solvit, are loc şi dilatarea ce existent sub formă de bule, după legea Boyle-Mariotte.

Bula de aer se extinde în urma acestor fenomene, pî ce umple complet volumul porilor.

Această degajare de gaze are ca urmare o afinare a mîntului, care nu este avantajoasă.

Apa sub formă de vapori într-un pămînt apare cu pre dere în zona de contact al acestuia cu atmosfera. In atmosf

fiecărei temperaturi a aerului îi corespunde un anumit grad de saturaţie cu vapori şi o anumită presiune a vaporilor.

Vaporii de apă se găsesc deasupra nivelului apei şi provin din moleculele de apă a căror energie cinetică fiind mai mare decît energia cinetică medie corespunzătoare temperaturii lichidului, au o viteză mare ce le permite de a străbate bariera creată de tensiunea superficială.

La suprafaţa lichidului încep să se formeze vaporii săi a căror presiune parţială creşte pînă la o anumită valoare. În acelaşi timp se produce şi fenomenul invers, moleculele vaporilor reducîndu-şi energia cinetică, din cauza ciocnirii cu moleculele din aer, sînt captate de lichid.

Se ajunge astfel la un moment dat la un echilibru dinamic, la care numărul de molecule ce pleacă din masa lichidului este egal cu numărul de molecule captate din nou de lichid. În acest moment presiunea vaporilor aflaţi deasupra lichidului rămîne constantă dacă temperatura sistemului nu variază. În acest caz vaporii sînt denumiţi vapori saturanţi, presiunea lor fiind o funcţie de temperatură (creşte odată cu ea).

Dacă presiunea vaporilor dinăuntrul pămîntului este mai mare decît cea din atmosferă se produce evaporarea apei din porii pămîntului.

Dacă temperatura scade se produce condensarea vaporilor din interiorul pămîntului prin faptul că vaporii din aer cu presiune mai mare pătrund în pămînt. Această condensare a vaporilor de apă poartă denumirea de <u>condensare termică.</u>

Deasupra meniscurilor din capilare se găsesc vapori de apă a căror condensare sau evaporare influenţează asupra caracte-

risticilor fizico-mecanice ale pămînturilor. Din acest motiv este necesar să se cunoască condiţiile ce favorizează apariţia acestui fenomen.

Deasupra unei suprafeţe plane de lichid presiunea vaporilor este într-o dependenţă precisă faţă de temperatură.

Pentru a ne da seama care este condiţia necesară pentru a avea evaporare sau condensare, în capilare, trebuie să comparăm tensiunea efectivă a vaporilor saturanţi.

Presupunem că avem mai multe capilare de diametre diferite, presiunea vaporilor saturanţi din atmosferă fiind egală cu cea a vaporilor pe meniscul capilarelor avînd raza de curbură $r_3$.

Dacă presiunea efectivă este mai mică decît presiunea vaporilor saturanţi vom avea evaporare, dacă este egală avem un echilibru dinamic al fazelor de apă-vapori, iar dacă este mai mare avem condensări.

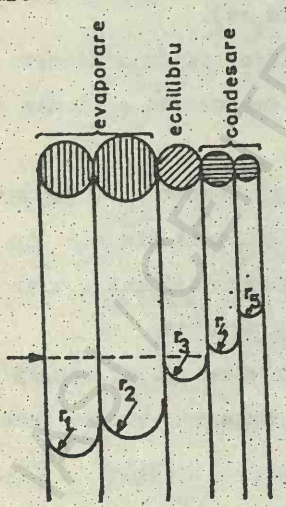



Fig.2.29 Echilibrul fazelor apa-vapori

Prin urmare în capilarele 3 vom avea echilibru, în capilarele 4 şi 5 vom avea condensare şi în capilarele 1,2 vom avea evaporare.

Condensarea va continua pînă cînd curbura va fi egală cu curbura meniscului din capilarul 3. Umiditatea corespunzînd cantităţii totale de umezeală absorbită de pămînt din aer poartă denumirea de <u>umiditate higroscopică</u> indiferent dacă este rezultatul absorbţiei de vapori de apă sau a condensării capilare. Evaporarea

va avea deci loc în porii în care presiunea vaporilor saturenţi va fi mai mare ca cea a mediului înconjurător (porii în care la această presiune exterioară vaporii vor fi nesaturanţi).

Prin stare higrometrică a pământului înţelegem raportul $\frac{p_{ef}}{p_s} = \delta$, în care $p_{ef}$ este presiunea din mediul înconjurător, iar $p_s$ este presiunea vaporilor saturanţi.

Cu cît presiunea vaporilor saturanţi în pământ va fi mai mare, cu atît porii mai fini vor permite evaporarea apei. Astfel uscarea pămînturilor va începe în porii cei mai mari cu apa gravitaţională, urmată de apa capilară din porii din ce în ce mai fini.

In ceea ce priveşte apa legată şi evaporarea acesteia, se consideră că ea s-ar încadra în categoria soluţiilor.

Procesul de uscare a pământului argilos nu are loc uniform pe suprafaţă, el începe cu evaporarea apei din porii mai mari, care devin astfel centre de evaporare.

Pe măsura evaporării apei din porii mari, cînd acest proces cuprinde apa legată şi distruge echilibrul osmotic, începe procesul deplasării apei legate din porii mai mici înconjurători spre centrele de evaporare.

Acest proces decurge foarte intens din cauza gradienţilor mari de presiune osmotică a apei legate.

Viteza de îndesare a argilei în cazul uscării este mult mai mare decît sub acţiunea sarcinilor, acestea fiind de valori relativ reduse comparativ cu presiunea osmotică.

Procesul de evaporare fiind neuniform, forţele de contracţie sînt repartizate de asemenea neuniform în volumul de pământ, ceea ce duce la fragmentarea pământului.

În condiţii naturale, procesul începînd de la suprafaţă şi deplasîndu-se numai foarte încet în adîncime, porii se saturează rapid cu vapori, evaporarea fie că se încetineşte brusc, fie că se întrerupe aproape complet.

Acest fenomen explică de ce sub un strat subţire de pămînt argilos complet uscat, tare, la o mică adîncime se menţine în decursul unui timp îndelungat starea plastică a aceluiaşi pămînt, stratul superior protejînd pe cel de dedesubt de evaporare.

Apariţia crăpăturilor măreşte suprafaţa frontului de uscare, uşurînd evaporarea. Crăpăturile apar cu atît mai intens cu cît viteza de evaporare este mai mare.

Un fenomen invers evaporării apei din pămînt este absorbţia vaporilor de apă din aer de către pămînt. Un pămînt uscat în contact cu aerul va absorbi umezeala din el pînă cînd va exista un echilibru între apa conţinută în pămînt şi tensiunea vaporilor din aer.

Variaţia umidităţii funcţie de tensiunea relativă a vaporilor poate fi reprezentată grafic prin izotermele de sorbţie şi desorbţie. Creşterea presiunii vaporilor în aer duce la creşterea umidităţii în pămînt.

Curbele reprezentînd izotermele de sorbţie şi desorbţie se folosesc în practică pentru stabilirea proporţiei volumului porilor avînd diferite dimensiuni, ele fiind caracteristice pentru un pămînt dat.

### 2.1.8. Fenomenul de îngheţ în rocile moi

Îngheţarea apei în pămînt dă naştere la o serie de fenomene de mare însemnătate pentru proprietăţile acestuia. Efectele

înghețului diferă funcției de cantitatea de apă din pămînt și de caracterul interacțiunii ei cu scheletul solid. Schimbarea proprietăților mecanice a pămîntului provocată de îngheț, se datorește nu numai deosebirilor calitative între apă și ghează, ci și fenomenelor legate de creșterea umidității în zona înghețată și de umflarea pămîntului, provocată de formarea cristalelor de ghează și a lentilelor care au drept consecință o schimbare a structurii pămîntului, mărindu-i afînarea.

Dezghețul duce la scăderea rezistenței pămîntului, chiar sub valoarea avută înainte, explicată prin creșterea umidității și distrugerea structurii sale, datorită sporului de volum al gheții cu 9 % față de cel al apei. Rezultă tasări mari și rafulări sub sarcini și fenomene de instabilitate a versanților și taluzelor, datorită reducerii rezistenței la forfecare.

Înghețarea apei în pămînt se face la temperaturi ce depind de forma de apă respectivă. Astfel apa liberă îngheață sub $0^{o}C$ datorită substanțelor solvite în ea.

Apa în capilare îngheață la temperaturi cu atît mai reduse cu cît capilarul este mai îngust (de ex. la $\emptyset = 0,06$ mm, $t = -10,5^{o}C$).

Moleculele de apă legată în cîmpul electric se orientează în acest cîmp într-un anumit fel, apropiindu-se. Orientarea moleculelor în cristalele de ghează, este alta și ea are drept rezultat micșorarea densității.

Pentru ca moleculele de apă să poată trece din pelicula de hidratare în rețeaua cristalină a gheții, este necesară o scădere de temperatură cu atît mai mare cu cît forțele de hidratare sînt mai puternice.

Inghețarea apei legate începe cu apa slab legată și continuă spre cea strîns legată, oprindu-se în momentul în care temperatura nu mai poate produce înghețarea apei mai puternic legată de forțele de adsorbție. Prin aceasta are loc o deshidratare și concentrare a ionilor stratului difuz, paralel cu schimburi de ioni din soluția din pămînt, care pot duce chiar schimbări calitative în componența diferitelor straturi din pelicula difuză. Prin aceasta se realizează uneori și o variație a cantității de apă din stratul difuz.

Răcirea în natură duce la înghețarea apei slab legate. Cu cît pămîntul conține mai multe fracțiuni prăfoase fine, cu atît cantitatea de apă rămasă neînghețată este mai mică, deoarece aceste fracțiuni dau o cantitate mare de apă slab legată, care trece ușor în ghează. La pămînturile argiloase se mai adaugă și alți factori importanți în afară de granulozitate și anume, compoziția mineralogică a scheletului, natura chimică a cationilor adsorbți din stratul difuz și reacția apei din pămînt.(pH).

Coeficienții termici ai pămîntului variază funcție de temperatura sa, deoarece la variații de temperatură se schimbă în pămînt și proporția de apă liberă, capilară, legată și ghează.

Dezghețul decurge în sens invers ca înghețul pentru diferite forme de apă.

S-a stabilit faptul că odată cu înghețarea multor categorii de pămînturi are loc o migrație a umidității ce duce la formarea unor lentile de ghează. Formarea lentilelor este atît mai redusă cu cît granulele constituiente ale pămîntului sînt mai mari, cu cît înghețarea are loc mai repede, și cu cît mai redusă este umiditatea sa inițială.

Dacă alimentarea lentilelor de gheaţă se face fără ca umiditatea generală a stratului să crească, avem de a face cu un sistem închis. Dacă ea creşte, sistemul se numeşte sistem deschis. Umiditatea suplimentară provine din stratele situate sub izoterma 0°C din pămînt, care în anumite condiţii pot alimenta straturile superioare.

S-a constatat că la un pămînt avînd o umiditate în jurul limitei de plasticitate ($W_p$), dezvoltarea unor lentile de gheaţă aproape că lipseşte. La umidităţi mai importante ea este mai mare, în lentile de gheaţă trecînd o cantitate mai mare de apă, pînă la jumătate sau chiar mai mult din umiditatea totală a pămîntului.

La o temperatură negativă mică şi la o viteză redusă de îngheţare, trece în gheaţă o cantitate mai mare de apă, ea fiind atrasă mai uşor spre lentilele de gheaţă.

Datorită acestui fapt nu numai alcătuirea pămîntului determină intensitatea fenomenului de formare a lentilelor de gheaţă. La o îngheţare repetată s-a observat că se formează mai intens lentile de gheaţă.

Succesiunea proceselor de îngheţ-dezgheţ duce la o afinare a terenului, care trece dintr-un sistem închis într-un sistem deschis.

Intre cristalul de gheaţă care apare iniţial într-un por oarecare a pămîntului şi particulele vecine de pămînt, se menţine o peliculă de apă legată, care nu îngheaţă decît parţial la o temperatură negativă mai joasă. Deci îngheaţă numai partea periferică, ceea ce face ca forţele de atracţie electromoleculare ale particulei solide să devină parţial neechilibrate prin sub-

ţierea ei. Aceasta dă naştere la atragerea spre pelicula subţiată, a apei din peliculele de hidratare mai groase din zonele care încă nu au fost cuprinse de îngheţ. Apa trece în gheaţă datorită forţelor de cristalizare, care avînd o rază de acţiune foarte mică, îşi exercită influenţa numai în imediata apropiere a cristalului, ceea ce face ca ele să declanşeze numai fenomenul, el dezvoltîndu-se ulterior prin atragerea apei din zona îngheţată prin intermediul apei peliculare.

Circulaţia apei în pelicule este condiţionată de vîscozitatea ei. La pelicule foarte subţiri vîscozitatea este foarte mare. La un pămînt îndesat şi o vîscozitate redusă, aceste forţe sînt insuficiente pentru a da naştere la o deplasare sesizabilă a umidităţii şi formarea lentilelor de gheaţă este mică sau chiar inexistentă.

Condiţiile cele mai avantajoase de formare a lentilelor apar atunci cînd în afară de apa legată fizic, în porii pămîntului avem şi apă liberă. In acest caz particulele care se deshidratează,îşi completează uşor peliculele lor de apă din apă capilară şi gravitaţională. Are loc astfel un proces de deplasare a umidităţii de la apa gravitaţională la cea capilară şi de la aceasta la cea peliculară.

Din cele arătate rezultă că există o temperatură optimă de formare a lentilelor de gheaţă la care pelicula are o grosime suficient de mică pentru a atrage apa din peliculele vecine, dar încă suficient de mare, ca rezistenţa la deplasare să nu fie prea mare.

Denumim <u>adîncimea maximă</u>, adîncimea de alimentare de la care apa poate fi atrasă spre zona de formare a lentilelor de

gheaţă. Formarea lentilelor de gheaţă duce la producerea unor denivilări ale suprafeţei terenului denumite umflături de îngheţ.

Ele pot deveni supărătoare producînd deformaţii în elementele ce reazemă pe teren. In afară de aceasta, creşterea volumului apei prin îngheţare, produce distrugerea structurii iniţiale a pămîntului, iar creşterea umidităţii prin migrarea apei spre zona îngheţată o scădere a indicelui de consistenţă.

Tot acest ansamblu de fenomene are drept rezultat înrăutăţirea calităţilor constructive ale pămîntului respectiv.

In general îngheţul produce stricăciuni cînd există simultan următoarele condiţii:

- pămînt periculos la îngheţ: rocile prăfoase, argiloase care sînt cele mai favorabile degajării de gheaţă;
- apa care poate fi atrasă în zona de îngheţ;
- temperatura scăzută de intensitate şi durată mare.

Rocile din punct de vedere a îngheţului se clasifică astfel:

- roci nepericuloase la îngheţ: pietriş, nisip, argilă;
- roci moderat periculoase la îngheţ: lutul, mîlul;
- roci periculoase la îngheţ: nisipul făinos, luturile nisipoase, grohotişurile cu praf, nisipul fin cu peste 50 % particule mai mici de 0,12 mm şi pămînturile prăfoase.

2.1.9. Forţele de legătură din scheletul rocilor moi

Un pămînt îşi păstrează structura ce a luat naştere în timpul formării sale, datorită existenţei unor forţe de legătură ce acţionează în punctele de contact ale granulelor sau macroagregatelor din care este alcătuit.

Aceste forţe de legătură pot fi de natură mecanică, de natură electromoleculară, (hidrocoloidală) sau de cristalizare.

Din punct de vedere al coerenţei materialului din care este alcătuit pămîntul, distingem pămînturi necoerente, pămînturi legate şi pămînturi cimentate.

La structurile granulare care sînt lipsite de coerenţă, forţele de legătură sînt reprezentate prin frecarea ce se dezvoltă în punctele de contact, un rol important jucînd şi întrepătrunderea şi angrenarea reciprocă a granulelor.

La structurile agregate, legăturile hidrocoloidale sînt generate de însăşi natura coloidală a mineralelor argiloase, ele formîndu-se în timpul sedimentării.

Aceste legături au fost denumite coeziuni, şi se pot explica în felul următor: pelicula de apă legată dintre două granule, denumită pătură de contact, cuprinde molecule de apă care sînt atrase de ambele granule, dacă distanţa între centrele acestora este mai mică decît dublul razelor lor de atracţie.

In pămînt peliculele de apă adsorbită au direcţii variate, astfel încît coeziunea electromoleculară are diferite direcţii în spaţiu. Pentru un pămînt fin dispersat se poate considera însă că forţele de atracţie acţionează în jurul unui punct în toate direcţiile.

Ele vor fi cu atît mai mari cu cît pătura de contact este mai subţire.

Deoarece aceste forţe de legătură apar odată cu formarea pămîntului, au mai fost denumite şi coeziune primară. Ele sînt reversibile, valoarea lor depinzînd de cantitatea de apă din pămînt

Prin procesul de coagulare a fracţiunilor fin dispersate, se obţin aglomerări a particulelor celor mai fine în glomerule rezistente denumite agregate structurale. Acestea au o rezistenţă foarte mare, şi se pot uni între ele, dînd naştere unor agregate mari, tot pămîntul căpătînd o structură glomerulară.

Rezultă că în structurile agregate avem legături în cadrul microagregatelor precum şi legături între microagregate.

Mărimea forţelor de legătură din cadrul microagregatelor este determinată de gradul de dispersie, de componenţa mineralogică şi de forma granulelor.

Mărimea forţelor de legătură dintre microagregate este determinată de fenomenele de adsorbţie, de fenomenele capilare şi de legăturile de cristalizare.

Se vede prin urmare, că pămînturile argiloase se comportă nu ca o aglomerare de particule minerale foarte mici, ci ca un complex de agregate glomerulare, acoperite cu pelicule de apă legate molecular.

După trecerea unui anumit timp, în decursul diagenezei şi epigenezei rocilor precuaternare, apare la filmele hidrocoloidale fenomenul de îmbătrînire a gelurilor, care duce la pierderea flexibilităţii lor şi a capacităţii lor de a se hidrata şi deshidrata. Aceste legături hidrocoloidale trec în legături rigide, se cimentează formînd nişte punţi rigide între particule, argila pierzîndu-şi proprietăţile plastice. Astfel are loc litificarea argilelor. Coeziunea nouă apărută poartă denumirea de coeziune de cimentaţie sau coeziune secundară. Aceste legături de cimentaţie pot avea numai deformaţii foarte mici eventual elastice.

Prin deformaţii foarte mari ce depăşesc deformaţiile elastice capabile ale legăturilor structurale, acestea se distru în mod ireversibil. Distrugerea poate să apară în urma unei forţe de compresiune mari, a unei forfecări, a umezirii excesive sau a acţiunii de despicare a apei peliculare.

Presiunea capilară creează o legătură între granule pri acţiunea apei de contact, denumită coeziune aparentă şi care dispare la un pământ uscat complet sau submersat.

2.1.10. Proprietăţile termice ale rocilor moi

Capacitatea pământului de a se încălzi sau de a se răci în cazul în care primeşte sau pierde o cantitate de căldură, se reflectă în caracteristicile sale termice.

Pentru calculul variaţiei de temperatură a pământului în adîncime şi în timp, la o variaţie dată,de temperatură a atmosferei, în cazul unui regim permanent şi a unor mărimi monodimensionale, este valabilă relaţia:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$ în care

T - este temperatura
t - timpul
z - cota punctului
$\lambda$ - conductivitatea termică kcal/m.h.grad
c - capacitatea calorifică (coeficient de căldură specifică) kcal/kg.gr.
$\rho$ - densitatea materialului kg/m$^3$

Raportul constantelor $\frac{\lambda}{c \cdot \rho}$ se notează cu "a" şi poartă denumirea de coeficient de difuzivitate termică, ele caracterizînd comportarea unui pământ din punct de vedere ter

Pămîntul fiind un sistem dispers, proprietăţile sale termice vor depinde de proprietăţile termice ale fazelor componente şi proporţia în care intră în alcătuirea sa.

Astfel aceste proprietăţi depind de compoziţia granulometrică şi mineralogică a scheletului, de porozitate, de umiditate, de faptul dacă apa este lichidă sau solidă.

Coeficientul de căldură specifică este cuprins între 0,17 la nisip cuarţos şi 0,22 la argilă bentonitică, este de 1,0 la apa lichidă, 0,5 la gheaţă şi 0,239 la aer.

Intr-un pămînt îngheţat ea scade datorită faptului că o parte din apă este îngheţată.

Conductivitatea termică este diferită la mineralele ce intră în compoziţia scheletului. La feldspat este $5,8 \times 10^{-3}$ iar la cuarţ $0,9 \times 10^{-3}$. S-a constatat că ea scade cu creşterea gradului de dispersie. Pentru fazele componente ale unui pămînt, conductivitatea termică este: 0,001 - 0,006, la schelet, 0,0012 la apă şi 0,0005 la aer. Din acest motiv umiditatea are o mare influenţă asupra conductivităţii termice a pămîntului. Ea creşte rapid cu creşterea umidităţii, atingînd un maxim la diferite umidităţi caracteristice fiecărui tip de pămînt. După acest maxim ea scade puţin cu creşterea umidităţii, tinzînd spre o valoare constantă. Cînd conductivitatea se referă la un pămînt saturat, ea se apropie mult de cea a apei. In stare uscată, pămîntul conţine o cantitate importantă de aer, din care cauză se constată un contact termic prost între particulele de pămînt. Cu ridicarea umidităţii, coeficientul de difuzivitate termică creşte repede, dat fiind că prezenţa peliculelor de apă uşurează trecerea căldurii de la o particulă la alta. El atinge un maxim la

diferite valori, caracteristice pentru fiecare tip de pămînt. O mărire în continuare a umidităţii dă naştere la o micşorare a valorii sale, tinzînd spre o valoare constantă, deoarece se măreşte produsul de la numitor $c \cdot \rho$.

Cu creşterea porozităţii pămînturilor uscate, creşte şi volumul din aer din ele, înrăutăţindu-se coeficientul de difuzivitate termică.

Caracteristicile termice arătate mai sus sînt aproape invariabile ca mărime într-un interval de variaţie a temperaturii pămîntului cuprins între $+20^{\circ}C$ pînă la $+50^{\circ}C$.

2.1.11. Proprietăţile electrice ale rocilor moi

Pămîntul fiind în general un mediu trifazic, rezistivitatea lui depinde de rezistivitatea fiecăruia dintre fazele componente. Ea este influenţată de asemenea, de transformările pe care le suferă fazele ca urmare a interacţiunii dintre ele.

Marea majoritate a mineralelor care alcătuiesc scheletul pămîntului, prezintă o rezistivitate foarte mare: rocile eruptive au o rezistivitate de cca. $3 \times 10^{7} \Omega$ cm şi argilele 50-100 $\Omega$ cm. Datorită sărurilor pe care le conţine în soluţie, apa din pămînt are o rezistivitate mult mai scăzută decît scheletul. Ea variază între $10^{5} \Omega$ cm pentru apa de ploaie şi 1-10 $\Omega$ cm pentru apa subterană. Trebuie subliniată influienţa redusă a naturii sărurilor asupra rezistivităţii soluţiei.

Rezistivitatea aerului poate fi considerată practic infinită. Din cele arătate rezultă că principalul element conductibil din pămînt este apa. Ea influenţează rezistivitatea prin cantitatea în care se află în pămînt şi prin proprietăţile sale

Experienţele arată că rezistivitatea este funcţie de umiditate, un punct caracteristic fiind umiditatea moleculară maximă. Deranjarea structurii s-a constatat că nu influenţează rezistivitatea. Valoarea rezistivităţii scade sensibil, cînd umiditatea creşte mult peste limita de curgere sau cînd apa din pămînt, este puternic mineralizată.

Analizînd modul în care influenţează rezistivitatea, felurile de apă din pămînt, s-a observat că:

- apa higroscopică are o rezistivitate practic infinită.
- apa strîns legată, are o rezistivitate invers proporţională cu grosimea peliculei.
- apa slab legată este bună conducătoare de electricitate, efectul variaţiei cantităţii de apă slab legată asupra rezistivităţii pămîntului fiind aproape insensibil.
- apa liberă este un mediu relativ bun conducător de electricitate. Variaţia cantităţii de apă liberă este însoţită de o variaţie sensibilă a rezistivităţii pămîntului. Rezistivitatea pămîntului creşte liniar cu scăderea umidităţii sale, datorită scăderii cantităţii de apă liberă.

Conductibilitatea electrică a apei libere se datoreşte ionilor proveniţi din disocierea sărurilor minerale. Evaporîndu-se apa, are loc concentrarea soluţiei şi reducerea ionilor disociaţi, deci, implicit reducerea conductibilităţii pămîntului.

Atît timp cît umiditatea se menţine mai mare decît umiditatea moleculară maximă, mobilitatea ionilor din apă legată este încă suficient de mare, forţele de atracţie moleculară fiind încă suficient de reduse. In felul acesta se explică de ce conductibilitatea este constantă pentru variaţii peste umiditatea moleculară maximă.

## 2.2. PROPRIETATILE MECANICE ALE ROCILOR MOI

### 2.2.1. Compresibilitatea rocilor moi

Fenomene ce însoţesc deformaţia rocilor moi (pământuri)

Pământurile ce alcătuiesc terenul de fundare suferă o deformaţie sub acţiunea sarcinilor exterioare, valoarea căreia este funcţie de mărimea sarcinii transmise, de suprafaţa pe care se face transmiterea ei şi de durata de acţionare a sarcinei. (fig.2.30). Această deformaţie a terenului de fundare, se exteriorizează prin scufundarea în teren a corpului prin care se exercită presiunea respectivă, forma suprafeţei terenului schimbîndu-se în apropierea locului de aplicare a sarcinii.

Deformaţiile suprafeţei terenului apar în exterior şi au drept cauză deformaţiile din interiorul masivului de pământ provocate de cîmpul de eforturi unitare creat de sarcina exterioară.

Fig.230 Deformaţia terenului de fundare

Aceste eforturi unitare dau naştere în interiorul masivului de pământ unor fenomene care în exterior se reflectă prin deformaţiile menţionate anterior.

Fenomenele provocate în pământ pot fi următoarele:

- deplasări reciproce ale agregatelor structurale sau ale particulelor izolate (fig.2.31 a).

- distrugerea agregatelor structurale sau a particulelor de pământ (fig.2.31.b);
- eliminarea apei din porii pământului, permiţînd astfel o îndesare a elementelor sale constituiente;
- deformaţia peliculelor de apă adsorbită în punctele de contact ale particulelor argiloase (fig.2.32.);
- comprimarea şi solvirea parţială a bulelor de aer închise în porii pământului, şi care nu au posibilitatea să fie eliminate;
- deformaţii de altă natură, legate de proprietăţile elastice ale granulelor sau agregatelor de particule. Rolul fiecărui din aceste fenomene în procesul general de deformare depinde de caracteristicile de bază ale pământurilor analizate; printre care un rol important au: granulozitatea, forma particulelor, structura sa, conţinutul de apă şi altele.

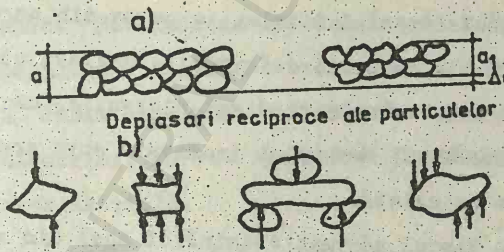



Fig.2.31 Solicitari care pot produce ruperea particulelor

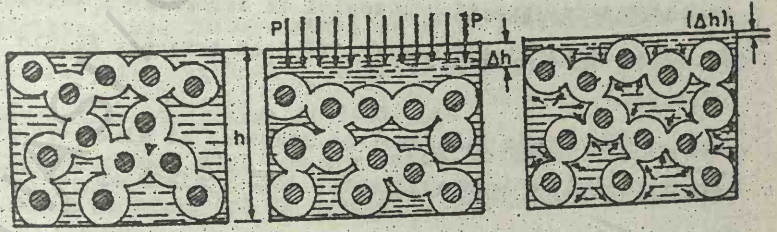



Fig. 2.32 Deformaţia pământurilor argiloase

Deplasarea reciprocă a particulelor şi agregatelor structurale are un rol hotărîtor în deformarea unor pămînturi necoesive sau a unor pămînturi cu structura deranjată,ca cele din care sînt alcătuite terasamentele căilor de comunicaţie, barajele de pămînt, digurile.

Dacă eforturile unitare care apar în masivul de pămînt depăşesc rezistenţa legăturilor din punctele de contact dintre diferitele particule sau agregate, rezultă deplasarea acestora într-o poziţie nouă mai stabilă.

Distrugerea agregatelor structurale sau a particulelor are loc, cînd eforturile unitare devin mai mari decît rezistenţa acestor agregate structurale (forţele de legătură dintre particulele ce alcătuiesc acest agregat), sau a materialului din care este alcătuită particula.

Eliminarea apei şi aerului se produce datorită faptului că prin încărcarea pămîntului o parte din sarcină revine şi acestor faze, datorită deformării scheletului mineral. Presiunea în apă dă naştere unui gradient hidraulic, care produce deplasarea ei din interiorul masivului încărcat spre zonele în care această încărcare nu există.

Timpul necesar eliminării apei din zona încărcată depinde de permeabilitatea pămîntului.

Eliminarea aerului are loc repede şi poate avea o acţiune de amortizare asupra procesului de deformare a terenului, numai în cazul sarcinilor dinamice şi dacă este aer închis în porii pămîntului.

Trebuie menţionat de asemenea că eliminarea apei fiind condiţionată de permeabilitate, este posibil ca la o durată scur

de acţionare a forţei şi o permeabilitate redusă, apa să nu poată fi eliminată în timpul încărcării pămîntului.

Variaţia grosimii peliculelor de apă legată are un rol important în cazul deformaţiilor pămînturilor argiloase fin dispersate. La argilele plastice, grosimea peliculelor de apă este de acelaşi ordin de mărime cu particula. Sub presiunea exercitată asupra particulelor, moleculele de apă de la marginea peliculei adsorbite, datorită atracţiei mai mici ce se exercită asupra lor sînt împinse afară la locul de contact între cele două particule.

Aceasta are ca urmare ~~o~~ mărime a coeziunii electromoleculare. Deplasarea apei eliminate se face spre interior sub influenţa rezultantei forţelor de atracţie moleculară, denumită <u>forţă de pătrundere prin despicare.</u>

Valoarea ei este cu atît mai mare, cu cît distanţa între particule este mai mică. Pătrunderea moleculelor de apă între particule produce depărtarea forţată a acestora, dar această forţă fiind mai mică decît coeziunea moleculară care a crescut prin apropierea particulelor, nu este posibilă în pămînt o revenire completă la starea iniţială.

<u>Compresibilitatea pămînturilor (rocilor moi)</u>

Cunoaşterea capacităţii unui pămînt de a se deforma, denumită <u>compresibilitate,</u> este una din problemele importante din mecanica pămînturilor. Determinarea ei ne dă posibilitatea de a prevedea deformaţiile verticale şi orizontale care se produc sub acţiunea sarcinilor transmise de fundaţie.

La pămînturi, după cum s-a văzut, deformaţiile se datoresc unor serii de schimbări ce se produc în pămîntul respectiv, un rol hotărîtor avînd aici deplasările provocate de schimbarea

poziţiei reciproce a elementelor componente (particule sau microagregate), în urma depăşirii rezistenţei forţelor de legătură care acţionează pe suprafeţele lor de contact.

Considerînd că pămîntul ar fi un mediu continuu, se poat stabili o relaţie între presiunea ce se exercită şi deformaţia la care sa dă naştere, în mod similar ca la celelalte materiale de construcţii.

Valoarea care se obţine pentru modulul de deformaţie al întregii mase de pămînt, în această ipoteză este mult mai mică decît valoarea modulului de deformaţie al granulelor care alcătuiesc scheletul mineral al pămîntului. Diferenţa aceasta a dus la ideea de a neglija deformaţiile granulelor scheletului solid în comparaţie cu ceea a pămîntului (a ansamblului de granule) şi de a se considera că deformaţia unui pămînt s-ar datora numai reducerii volumului de goluri, adică a porozităţii sale.

Prin reducerea porozităţii sale, în pămînt se obţine o aşezare mai densă a granulelor, o mărire a numărului suprafeţelor de contact şi a presiunii ce se exercită asupra lor, sau o reducere a grosimii peliculelor de apă adsorbită reducîndu-se distanţa între centrele de greutate ale particulelor. Ca urmare vin în contact straturi din apa peliculară cu vîscozitate mai mare sau creşte suprafaţa zonelor de contact dintre granule, ceea ce măreşte rezistenţa pămîntului la sarcini exterioare. Din acest motiv procesul de reducere a porozităţii a căpătat denumirea de <u>consolidare</u>.

Pentru stabilirea relaţiei dintre efortul unitar şi v riaţia porozităţii, se consideră următoarea schemă de calcul c caută să modeleze fenomenul real ce se întîmplă sub fundaţie.

O coloană de pământ de înălțime h, situată în centrul unei fundații, care prezintă deformații practic numai pe verticală din cauza simetriei încărcării și a frecării ce se poate produce în două plane paralele cu planul tălpii fundației, suferă o scurtare sub sarcina aplicată având valoarea $\Delta h$. (fig. 2,33).

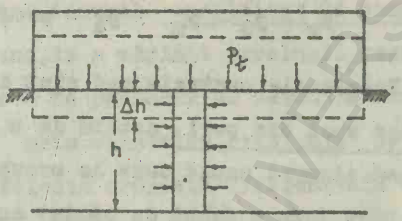



Fig.2.33 Model pentru deformații verticale fără deplasări orizontale

Această schemă de calcul corespunde unei probe de pământ care are numai deformații pe verticală, deformațiile ei transversale fiind împiedicate. In laborator aparatul care modelează această schemă de calcul este <u>edometrul</u>.

Pământul fiind un sistem dispers, în primul moment al încărcării, sarcina se va distribui la fazele din care este alcătuit. Aerul și apa preiau o parte din sarcina exterioară, care provoacă deplasarea lor în afara zonei comprimate. Presiunea preluată de apă poartă denumirea de <u>presiune neutrală</u> ($P_n$). Ea scade pe măsura eliminării apei din porii pământului, fiind preluată de scheletul solid care suferă noi deformații sub sporul nou de sarcină. Presiunea preluată de scheletul mineral a fost denumită <u>presiune efectivă</u> ($P_e$).

Procesul menţionat,de transferare a presiunii de la faza lichidă la faza solidă, ajunge să se termine în momentul eliminării întregului volum de apă care împiedică deformaţia scheletului sub sarcină, scheletul în acest moment preluînd toată sarcina exterioară şi prezentînd o deformaţie corespunzătoare acestei sarcini.

In cadrul procesului de consolidare, care necesită un anumit interval de timp, este valabilă relaţia:

$$p_t = p_e + p_n \qquad p_t - \text{presiune totală.}$$

Presiunile neutrale mai sînt cunoscute şi sub denumirea de presiunea apei din pori, notate cu u, o sarcină exterioară, nefiind însă singura cauză care le provoacă.

Dacă luăm o probă de pămînt argilos saturat, avînd umiditate egală cu limita de curgere $W_L$ şi îl încărcăm în edometru la presiuni din ce în ce mai mari, se poate stabili prin măsurarea deformaţiilor ei verticale, variaţie corespunzătoare a porozităţii.

Corelaţia grafică dintre presiune şi indicele porilor este dată în mod principal în fig.2.34.

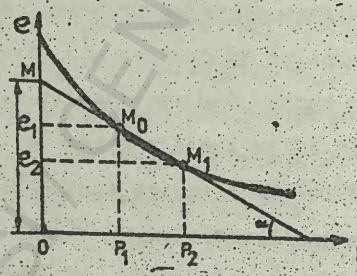



Fig.2,34. Curba compresiune-indicele porilor.

Din grafic rezultă că variaţia indicelui porilor pentru o anumită diferenţă de presiuni dată, scade cu cît presiunile sînt mai mari, respectiv este valabilă relaţia:

$$\frac{e_i - e_{i+1}}{\Delta p} = \frac{\Delta e}{\Delta p} = - \frac{c}{p}$$

sau $\frac{de}{dp} = - \frac{c}{p} = - a$

c - este un factor de proporţionalitate specific fiecărui pământ şi poartă denumirea de indice de compresiune. Raportul $a = \frac{c}{p}$ a fost denumit coeficient de compresibilitate şi vedem că este o funcţie a mărimii presiunii exercitate.

Dacă ne propunem să calculăm mărimea variaţiei indicelui porilor prin creşterea presiunii de la valoarea $p_1$ la valoarea $p_2$, folosim expresia diferenţială de mai sus:

$$de = - \frac{c}{p} dp; \quad \int_{e_1}^{e_2} de = - c \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} \quad \text{de unde:}$$

$$e_2 - e_1 = - c \cdot \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right)$$

Din această relaţie se poate determina valoarea indicelui de compresiune:

$$c = \frac{e_1 - e_2}{\ln \left( \frac{p_2}{p_1} \right)}$$

Relaţia se recomandă pentru pământuri puternic compresibile şi pentru o scară largă de presiuni. Pentru pământuri de compresibilitate medie şi o diferenţă de presiuni redusă arcul de curbă se înlocuieşte cu coarda corespunzătoare, relaţie devenind :

sau

$$e_2 - e_1 = - c(p_2 - p_1)$$

$$e_1 - e_2 = c\,(p_2 - p_1)$$

Legătura dintre deformaţia verticală a probei de pămînt şi valoarea corespunzătoare a variaţiei indicelui porilor, se poate stabili în felul următor.:

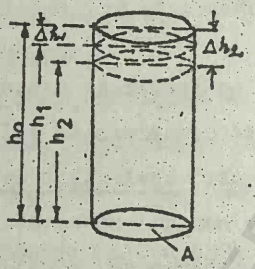



Fig.2.35 Compresibilitatea pamintului cu deformare laterală împiedecată

Se consideră o probă de pămînt cilindrică avînd înălţimea $h_o$ corespunzătoare înălţimii pe care o are după ce a fost extrasă din strat şi secţiunea transversală A. In urma încărcării ei cu o sarcină uniform distribuită $p_1$, ea se va scurta cu cantitatea $\Delta h_1$. Sporind încărcarea la $p_2$, scurtarea va obţine valoarea $\Delta h_2$. Proba neputîndu-se deforma transversal, şi deformaţia producîndu-se numai prin reducerea volumului de goluri putem scrie expresiile pentru volumul total al probei în starea neîncărcată, precum şi în cazul încărcărilor $p_1$ şi $p_2$.

$$V_o = A.h_o = V_s + V_{go} = V_s\left(1 + \frac{V_{go}}{V_s}\right) = V_s(1 + e_o) = A.$$

$$V_1 = A.h_1 = V_s + V_{g1} = V_s\left(1 + \frac{V_{g1}}{V_s}\right) = V_s(1 + e_1) = A(h_o - \Delta$$

$$V_2 = A.h_2 = V_s + V_{g2} = V_s\left(1 + \frac{V_{g2}}{V_s}\right) = V_s(1 + e_2) = A(h_o - \Delta$$

Împărțind relațiile între ele se obține:

$$\frac{V_1}{V_0} = \frac{h_0 - \Delta h_1}{h_0} = \frac{1 + e_1}{1 + e_0}$$

$$\frac{V_2}{V_0} = \frac{h_0 - \Delta h_2}{h_0} = \frac{1 + e_2}{1 + e_0}$$

Scăzînd numărătorul din numărător rezultă:

$$-\frac{\Delta h_1}{h_0} = \frac{e_1 - e_0}{1 + e_0} \text{ și } -\frac{\Delta h_2}{h_0} = \frac{e_2 - e_0}{1 + e_0} \text{ respectiv}$$

$$\frac{\Delta h_1}{h_0} = \frac{e_0 - e_1}{1 + e_0} \text{ și } \frac{\Delta h_2}{h_0} = \frac{e_0 - e_2}{1 + e_0}$$

Sporul de deformație pentru o creștere a sarcinii de la valoarea $p_1$ la valoarea $p_2$

$$\Delta\left(\frac{\Delta h}{h_0}\right) = \frac{\Delta h_2}{h_0} - \frac{\Delta h_1}{h_0} = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_0}$$

Înmulțind relația cu $\frac{p_2 - p_1}{p_2 - p_1}$ rezultă

$$\Delta\left(\frac{\Delta h}{h_0}\right) = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_0} \times \frac{p_2 - p_1}{p_2 - p_1} = m_v (p_2 - p_1)$$

$m_v$ - poartă denumirea de coeficient de compresibilitate de volum și are expresia $m_v = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_0} \cdot \frac{1}{p_2 - p_1}$

Avînd în vedere faptul că în rezistența materialelor caracteristica de deformabilitate a unui material se exprimă prin raportul dintre tensiune și deformația specifică, se folosește o exprimare analogă și la pământuri. Pornind de la curba presiune-indicele porilor (e) în care prin relațiile de mai sus exprimăm indicele porilor, prin deformații relative $\Delta h/h$ se obține curba compresiune - tasare (deformație-specifică).

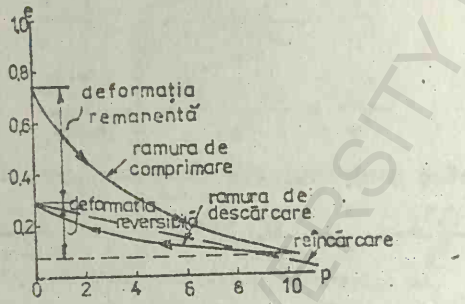



Fig. 2.36 Curba compresiune-indicele porilor

Modulul de deformaţie edometric M, se deduce din curba compresiune - tasare (el fiind analog modulului de deformaţie din rezistenţa materialelor), expresia lui fiind:

$$M = \frac{p_i - p_{i-1}}{\varepsilon_i - \varepsilon_{i-1}} = \frac{p_i - p_{i-1}}{\frac{\Delta h_i}{h_o} - \frac{\Delta h_{i-1}}{h_o}}$$

Inlocuind pentru i şi i-1, numerele 2 şi 1 şi expresiile pentru deformaţia specifică funcţie de indicii porilor rezultă :

$$M = \frac{p_2 - p_1}{e_1 - e_2}(1 + e_o) = \frac{1}{m_v}$$

Se observă că modulul de deformaţie edometric este inversul coeficientului de compresibilitate de volum. In realitate problema studierii compresibilităţii unui pământ este mai complicată, deoarece pământurile pe care le întîlnim în straficaţie, suportă în prezent sarcina provenită din straturile de deasupra (deci nu au o îndesare anumită), denumită sarcina geologică, iar în trecut se poate să fi suportat şi sarcini mai mari provenite

din straterile care ulterior au fost erodate.

Săparea gropii de fundaţie duce la descărcarea pămîntului, iar executarea construcţiei, la încărcarea lui din nou, deci la reîncărcarea lui.

Din acest motiv este necesar să analizăm fenomenul de încărcare a unui pămînt, precum şi fenomenul încărcării, descărcării şi reîncărcării sale (fig.2.36).

Porţiunea aproape orizontală la începutul descărcării se explică prin faptul că forţele de coeziune mărite prin reducere porozităţii probei, se opun la început tendinţei de pătrundere a apei din afară, printre particulele solide.

Indicile porilor pentru presiunea p, are două valori una pentru prima comprimare, şi alta mai mică pentru recomprimare.

Se formează o curbă histerezis a cărei înclinare este cu atît mai mare cu cît presiunea iniţială este mai mare.

Prin descărcare, neajungîndu-se la indicele iniţial al porilor, rezultă că, comprimarea produce o deplasare relativă a scheletului într-o nouă poziţie. Rezultă deci, că această comprimare este însoţită de o lunecare interioară relativă a granulelor, care, inevitabil duce la o distrugere a structurii iniţiale. Rezistenţa la compresiune a unui pămînt este prin urmare condiţionată în mare măsură de rezistenţa sa la forfecare.

Pentru liniile de descărcare şi recomprimare se pot stabili expresii analitice analoage, ca pentru comprimarea iniţială; schimbînd numai coeficienţii:

$$e_1 = e_o + C_u \cdot \ln \frac{p}{p_o} \quad \text{la descărcare}$$

$$e_1 = e_o + C_o' \cdot \ln \frac{p}{p_o} \quad \text{la recomprimare}$$

$c_u$ - este indice de umflare

$c'_c$ - indice de recomprimare

In mod obişnuit: $c'_c \cong c_u$

In practică se întîlneşte deseori cazul solicitărilor scurte şi repetate. Deformaţia care se obţine, se datoreşte unei stări de eforturi unitare la care nu este suficient timp de a se realiza deformaţia completă sub sarcină. La sarcini egale deformaţia va creşte cu creşterea numărului de cicluri de încărcare şi descărcare. Acest lucru se explică prin faptul că echilibrul se strică prin descărcare, dat fiind că prin comprimarea unele granule se îmbucă într-o poziţie instabilă.

De asemenea îi revine aici un rol important forţei de despicare a apei. După cum s-a văzut reîncărçarea, duce la o crestere a tasarii, ceea ce înseamnă că reîncărcările numeroase duc la o mai accentuată îndesare; deformaţiile corespunzătoare fiecărei reîncărcări fiind însă din ce în ce mai mici.

S-a constatat de asemenea că deformaţiile remanente scad mai repede ca cele elastice. La un număr mare de încărcări-descărcări, deformaţiile capătă caracterul unor deformaţii aproape elastice.

La reîncărcare curbele coincid cu cele de la descărcare, deoarece deformaţiile permanente s-au consumat deja (fig.2.37)

Necoincidenţa în practică a celor două ramuri se explică prin faptul că la vitezele de deformare obişnuite, deformaţia nu se poate dezvolta complet şi apare o buclă histerezis. La un teren neomogen, se mai adaugă şi faptul că la reîncărcare apar deformaţii remanente noi.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deoarece în mod obişnuit în construcţii, tasarea se datoreşte : unui strat . de argilă de consistenţă scăzută aşezată între două straie - de nisip, care este mai puţin compresibil,sau de argile de consistenţă mai ridicată: s-a adaptat la schema de calcul,volumul de pământ cu dilatarea transversală împiedicată. Aderenţa care există în acest caz pe suprafeţele de contact ale acestor strate, , împiedică în majoritatea cazurilor deplasarea laterală a argilei moi, astfel că, schema adoptată corespunde fenomenului real. La această aderenţă se adaugă şi efectul de împiedicare a deformaţiei provocat de pământul aflat lateral, împrejurul volumului de pământ considerat. In cazul real se poate întîmpla uneori ca această deplasare laterală să fie numai parţial împiedicată.

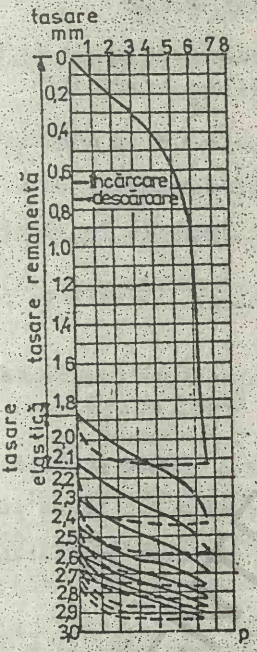



Fig.237 Încărcări repetate

Deoarece în practică este greu să se determine gradul în care deformaţia laterală este împiedicată, pentru a avea o imagine a efectului de împiedicare, se consideră şi cazul unui pământ care nu este împiedicat lateral, cele două cazuri reprezentînd situaţii externe posibile.

Modulul ce caracterizează deformabilitatea pământului în acest caz (cu deformare laterală liberă), poartă denumirea

de modul de deformație liniară și se notează cu E.

Raportul dintre creșterea efortului unitar ce ia naștere pe suprafața laterală, datorită împiedicării deplasării laterale și creșterea sarcinii verticale, a fost denumit coeficient de presiune laterală în stare de repaus.

$$K_o = \frac{dq}{dp}$$

q - presiune laterală de repaus
p - presiune verticală

Acest coeficient poate fi privit ca o constantă relativă a terenului. Din această relație diferențiată, prin integrare se poate determina valoarea presiunii laterale în stare de repaos.

$$dq = K_o \cdot dp$$
$$q = K_o \cdot p + C$$

q - presiunea laterală de repaus.

Constanta de integrare C, reprezintă presiunea laterală în stare de repaus în cazul p=o

La pământuri prăfoase afînate (dacă neglijăm greutatea proprie) vom avea; p=0, q=0 și deci C=0. La un pământ uscat, îndesat în straturi, pentru p=0 vom avea o presiune laterală $q_o$, valoarea lui C rezultînd din $q_o$

La un teren coeziv umed, (de ex. o argilă nisipoasă) deformației transversale provocate de sarcina verticală i se opune presiunea capilară care dă naștere angrenajului capilar (coeziunii aparante).

aici pentru p=o $q = -P_k$, de unde rezultă

$q = K_o \cdot p - P_k$ | $P_k$ - presiunea capilară.

Unii autori explică valoarea negativă a presiunii orizontale prin rezistența structurală a pământului . In această situație ($p < P_c$) pământul poate prelua sarcini, fără a se de-

plasa lateral. La nisipuri $p_c = o$ ($p_c$ - presiune de coeziune), sau negativ la un nisip îndesat.

Mărimea lui $K_o$ se poate determina teoretic punînd condiţia ca deformaţia specifică transversală să fie 0, folosind relaţia generalizată a lui Hooke.

$$\varepsilon_2 = \frac{1}{E}\left[\sigma_2 - \nu(\sigma_3 + \sigma_1)\right]$$

Proba fiind considerată cilindrică

$$p_1 = \sigma_1 \quad \text{şi} \quad q = \sigma_2 = \sigma_3$$

$$q = \frac{\nu}{1-\nu} \quad \text{şi deci} \quad q = K_o \cdot p \quad \text{unde } K_o = \frac{\nu}{1-\nu}$$

$\nu$ - coeficientul lui Poisson.

Pentru pămînturi se dau următoarele valori.

| | $\nu$ | $K_o$ |
|---|---|---|
| nisip | 0,26 - 0,29 | 0,35 - 0,41 |
| argilă nisipoasă | 0,22 - 0,41 | 0,50 - 0,70 |
| argilă | 0,41 - 0,43 | 0,70 - 0,74 |

Mărimea coeficientului Ko la nisipuri depinde de gradul lui de îndesare. La nisipul îndesat este de 0,49, la nisip de îndesare medie 0,52 , iar la nisip afînat 0,64. Pentru argilele moi valoarea lui este aproximativ egală cu 1.

In rezistenţa materialelor încercările la compresiune se fac cu dilatarea transversală neîmpiedecată. La pămînturi ea este posibilă numai pentru pămînturi coezive.

Modulul de deformaţie E se poate determina din tangenta după în origine la curba de compresiune - deformaţie specifică, din secanta buclei histerezis sau unind originea cu un punct caracteristic al curbei (fig.2.38).

In practică, presiunea transmisă, pentru a nu provoca curgerea plastică a pămîntului, trebuie să fie $\frac{1}{3}$ din sarcina

critică de rupere, aceasta determinînd un punct caracteristic pe curbă.

Intre modulul de compresibilitate determinat în aparatul monoaxial şi cel determinat în edometru se poate stabili o relaţie echivalînd, deformaţiile verticale în ambele cazuri, şi avînd în vedere stările specifice ale eforturilor unitare.

$$\varepsilon = \frac{p}{M} = \frac{1}{E}\left[p - 2p\frac{\nu^2}{1-\nu}\right] \quad \text{de unde;}$$

$$E = M\left[1 - \frac{2\nu^2}{1-\nu}\right]$$

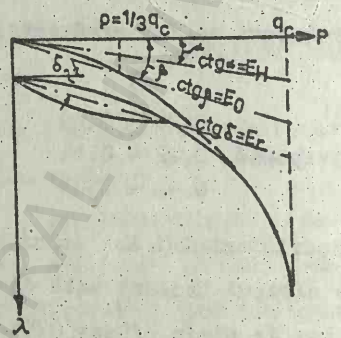



Fig.238 Deformatia unui pamint argilos in aparatul monoaxial

Caracteristicile de deformaţie determinate în laborat diferă într-o oarecare măsură de cele din realitate, atît din cauza influenţei factorului scară, cît şi din cauza că în laborator proba respectivă este în alte condiţii decît cele din zăcămîntul natural.

Din acest motiv compresibilitatea pămînturilor se determină şi în condiţii de zăcămînt natural sau în situ.

Pentru pămînturi se foloseşte încărcarea cu placa.

Avînd în vedere că ordinul de mărime al suprafeţei influenţează foarte mult relaţia între presiuni şi deformaţii, după cum se vede din fig. 2,39 şi fig. 2,40 se recomandă ca suprafaţa plăcii să fie de cel puţin 500 $cm^2$.

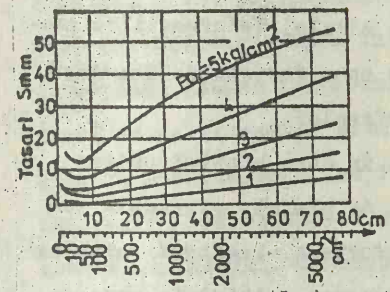



Fig.239 Variaţia tasării cu suprafaţa de rezemare şi presiune(argilă prăfoasă)

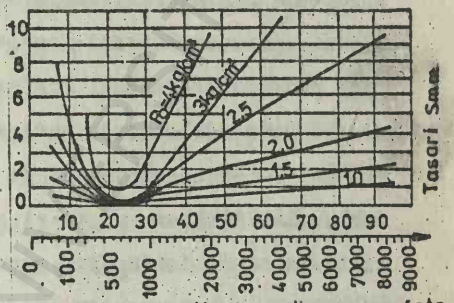



Fig.2.40 Variatia tasarii cu suprafata de rezemare si presiune(pamînt nisipos)

Construind curba presiune-deformaţie (fig.2.41), pentru porţiunea ei rectiline se poate determina modulul de deformaţie din relaţia:

$$E = \frac{A.b\,(p_2 - p_1)}{s_2 - s_1}$$

A - este un coeficient care depinde de forma şi regiditatea suprafeţei de transmitere a presiunii şi de natura pămîntului

b - este latura sau diametrul plăcii

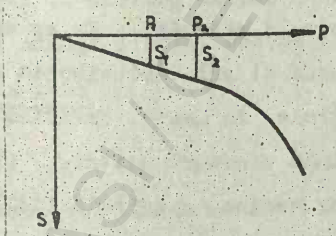



Fig 2.41 Diagragma presiune-tasare la incercarea cu placa

2.2.2. Rezistenţa la forfecare a rocilor moi

Aplicarea unor sarcini exterioare asupra unui pămînt, precum şi propria lui greutate, dezvoltă în masa sa eforturi unitare normale şi tangenţiale. Eforturile unitare normale produc o îndesare a granulelor sau agregatelor din care este alcătuită structura pămîntului, iar eforturile unitare tangenţiale caută să le deplaseze lateral unele faţă de altele. Deformaţiilor produse de aceste eforturi unitare li se opun forţele de legătură dintre elementele constitutive ale pămîntului.

S-a constatat că în momentul în care efortul unitar tangenţial dintr-un punct al masivului de pămînt, depăşeşte rezistenţa sa la forfecare, generată de forţele legătură interioare, în punctul respectiv se produce ruperea. Avînd în vedere natura eforturilor unitare care produc ruperea unui masiv de pămînt, s-a adaptat pentru aprecierea rezistenţei pămîntului teoria de rupere Mohr, adaptată pentru pămînturi sub forma teoriei de rupere Mohr-Coulomb.

Iniţial punctele în care efortul unitar tangenţial efectiv este mai mare decît rezistenţa de forfecare, sînt dispuse neordonat în masiv, poziţia lor coincizînd cu punctele în care forţele de legătură au avut valorile cele mai mici. Ea se explică prin neuniformitatea pămîntului, precum şi prin distribuţia neuniformă a eforturilor unitare tangenţiale în masiv. Existînd puncte de cedare în masiv, surplusul de eforturi unitare, prin redistribuire, este transmis punctelor vecine, apărînd astfel o rupere progresivă. Cu creşterea valorii eforturilor unitare tangenţiale, aceste puncte se înmulţesc şi se grupează, dînd naştere unei zone de cedare denumită zonă de alunecare sau zonă de rupere.

Această zonă fiind redusă ca dimensiuni faţă de masa de pământ, poate fi aproximată cu o suprafaţă, denumită suprafaţa de rupere. Cunoaşterea rezistenţei la forfecare permite să se evite apariţia fenomenului de rupere.

La pământ, spre deosebire de alte materiale, ruperea prezintă unele particularităţi, dat fiindcă el este un sistem dispers. Existenţa apei în pori şi a bulelor de aer din apă influenţează asupra fenomenului de rupere. Faptul că sarcina urmează să se transmită tuturor fazelor componente ale pământului, face ca rezistenţa sa la forfecare să depindă de gradul său de umiditate, de viteza cu care se aplică forţa tangenţială, de natura pământului, de structura sa şi de alţi factori.

Sarcina transmisă scheletului depinde de posibilităţile de eliminare a apei şi aerului din porii acestuia. In caz contrar fluidul din pori va prelua şi el o parte din sarcina exterioară. In această situaţie presiunea din fluid se va transmite uniform în toate direcţiile. Ea va modifica numai eforturile unitare normale, având în vedere că lichidul din pori nu poate prelua eforturi unitare tangenţiale. Efortul unitar normal total va fi egal cu efortul unitar normal efectiv preluat de schelet, la care se adaugă efortul unitar neutral denumit curent, presiunea apei din pori

$$\sigma = \sigma' - u$$

In practică este mai comod ca efortul unitar efectiv normal să fie determinat în mod indirect cunoscîndu-se efortul unitar normal total şi presiunea apei din pori.

$$\sigma' = \sigma - u$$

Efortul unitar total, se poate măsura sau calcula ca şi presiunea apei din pori.

Conform teoriei de rupere Mohr, elaborată pentru problema plană, starea de rupere este atinsă pentru o anumită stare de eforturi unitare. Reprezentînd această stare de eforturi unitare într-un sistem de coordonate $\sigma$, $\tau$, se obţine un punct.

Acestei stări de eforturi unitare îi corespund anumite valori ale eforturilor unitare principale normale, cu ajutorul cărora se poate desena un cerc al lui Mohr, (cercul de rupere) - deoarece cunoscîndu-le cercul este complet definit -, cerc pe care se află punctul menţionat mai sus.

Variind pentru unul şi acelaşi material, stările de eforturi unitare care produc ruperea lui, şi construind cercurile Mohr corespunzătoare, se observă că ele admit o înfăşurătoare care a fost denumită curbă intrinsecă a materialului.

Curba intrinsecă împarte domeniul de variaţie al efortului unitar tangenţial funcţie de efortul unitar normal în două zone, o zonă în care ruperea materialului nu este posibilă şi zonă în care starea de eforturi unitare respectivă produce ruperea materialului. Starea de eforturi unitare respectivă este dată de perechea de eforturi unitare $\sigma$, $\tau$ sau $\sigma_1$, $\sigma_3$ (fig. 2,42).

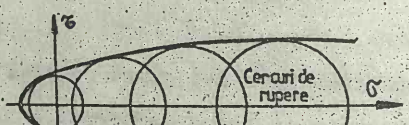



Fig. 242 Ipoteza de rupere Mohr

Cunoscînd curba intrinsecă a unui material, se cunosc condiţiile de eforturi unitare în care poate să apară ruperea

Aplicînd teoria de rupere a lui Mohr la pămînturi, rezultă că rezistenţa lor va fi determinată de curba intrinsecă care le caracterizează pe fiecare din ele. Eforturile unitare normale în construcţia curbei intrinseci la pămînturi vor trebui să fie eforturi unitare efective.

Pentru determinarea în laborator a rezistenţei la forfecare se folosesc în mod curent următoarele aparate:

- aparatul de forfecare pe plan obligat
- aparatul monoaxial
- aparatul triaxial

Aparatul de forfecare pe plan obligat poate funcţiona, pe principiul controlării eforturilor unitare, şi pe al controlării deformaţiei (fig.2.43).

La primul, sarcina se aplică în mod direct, pe cînd la al doilea se foloseşte un inel dinamometric.

Starea de eforturi unitare la rupere este dată în (fig. 2.44).

Pentru obţinerea curbei intrinseci a pămîntului se forfecă mai multe probe în aparatul de forfecare pe plan obligat, la diferite sarcini verticale, notîndu-se forţele orizontale respective la care se produce forfecarea.

Considerîndu-se că atît eforturile unitare normale cît şi cele tangenţiale se repartizează uniform pe secţiune, din forţa verticală şi cea orizontală se pot deduce perechile de eforturi $\sigma$ şi $\tau$ cu care se construieşte dreapta intrinsecă.

Practica a arătat că pînă la un efort unitar normal de 5-10 N/cm$^2$ diagrama este curbilinie, şi numai de acolo înainte pînă la cca.40-50 N/cm$^2$ are forma unui segment de dreaptă.

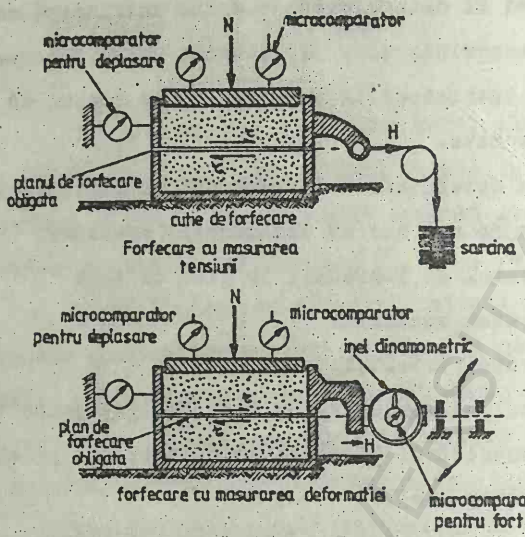



Fig.243. Doua tipuri de aparate cu forfecare pe plan obligat

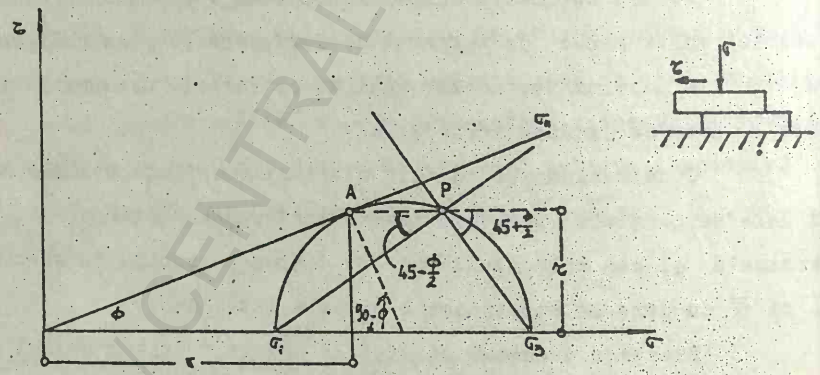



Fig.244. Starea de eforturi unitare in caseta de forfecare

Rezultatele obținute de acest aparat se abat în oarecar măsură de la realitate, datorită frecării care se produce pe pere

ţii verticali cît şi pe marginile orizontale ale jumătăţii sale mobile. De asemenea, repartizarea eforturilor unitare tangenţiale (de forfecare) nu se face uniform de-a lungul suprafeţei orizontale, planul de forfecare variind în timpul experienţei.

In procesul de forfecare suprafaţa de contact se micşorează, şi ruperea nu are loc simultan în toate punctele suprafeţei potenţionale de forfecare, ea începe la ambele capete şi se dezvoltă spre mijloc. Presiunea laterală şi eforturile unitare laterale în plane diferite de planul de alunecare nu se cunosc în timpul experienţei.

In aparatul de forfecare pe plan obligat se porneşte de la ipoteza că forfecarea se produce în problema plană, cu toate că în realitate aici există o stare triaxială de eforturi unitare. Neglijarea efortului unitar principal $\sigma_2$, care duce la o creştere a rezistenţei la forfecare prin îndesarea suplimentară a probei, este alt factor care alterează rezultatele obţinute.

Cu toate inconvenientele care au fost menţionate, aparatul a găsit o largă întrebuinţare în practică, în calculele inginereşti luîndu-se valorile medii a mai multor determinări, considerîndu-se că precizia acestora în raport cu realitatea ar fi suficient de bună.

Pentru a elimina o serie de inconveniente menţionate la apartul de forfecare pe plan obligat (rupere obligată, neluare în considerare decît a efortului unitar normal vertical şi altele) s-a imaginat aparatul triaxial (fig.2.45).

In acest aparat, planul de rupere se formează liber iar starea de eforturi unitare este triaxială cu particularitatea că $\sigma_2 = \sigma_3$.

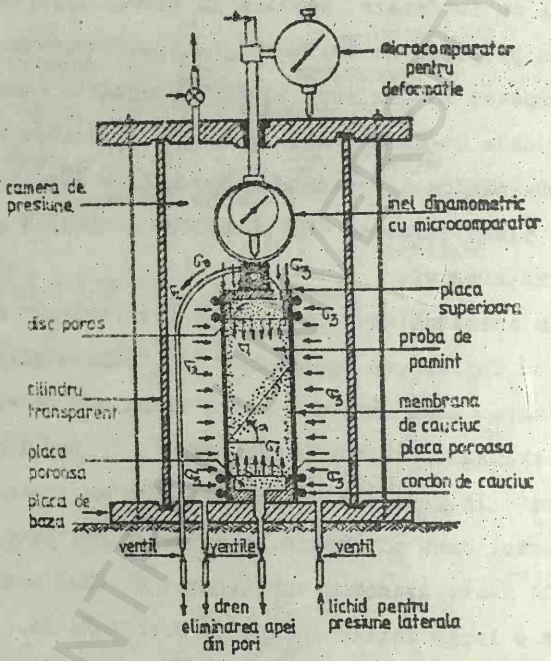



Fig 245 Aparatul triaxial

In fig. 2.45 şi 2.46 se dă schema principială a aparatului şi starea de eforturi unitare în planul de rupere şi pe feţele probei.

Pentru determinarea dreptei intrinseci se face cel puţin 3 determinări cu perechi de valori $\sigma_1$ şi $\sigma_3$ de eforturi unitare de rupere, cu care se construiesc pe urmă cercurile lui Mohr corespunzătoare.

Înfăşurătoarea lor ne dă dreapta intrinsecă a materialului (fig.2,47).

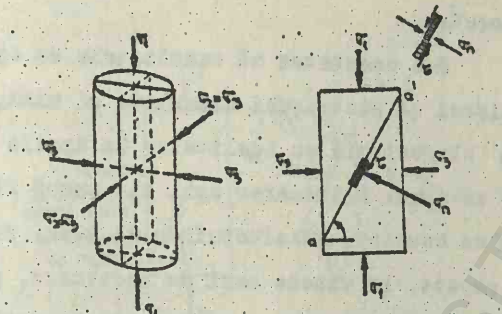



Fig. 2.46 Eforturile unitare intro proba de pamint

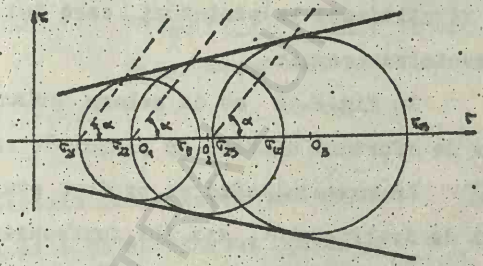


Fig 2.47 Cercuri de rupere la proba triaxiala

Eforturile unitare ce acţioneazã asupra probei, care are o formã cilindricã, sînt eforturi unitare normale principale deoarece sînt dirijate dupã axele de simetrie ale cilindrului.

Punctele $\sigma_{12}$, $\sigma_{22}$ şi $\sigma_{32}$ coincid cu polul cercului lui Mohr avînd în vedere poziţia particularã pe care o au planele pe care acţioneazã aceste eforturi unitare principale.

Linia de rupere, înclinatã cu unghiul $\alpha$ se obţine unind polul cercului lui Mohr cu punctul de tangenţã de pe dreapta

intrinsecă.

S-a constatat că rezultatele se apropie de realita
la nisipuri şi pietrişuri cimentate şi nisip umed. In mai mi
măsură ele coincid cu realitatea la argile cu un conţinut m
de aer şi gaze. Eliminarea apei din probă fiind stînjenită d
cămaşa de cauciuc, şi efectuîndu-se numai prin pietrele poro
de la capete, la viteze mari de încercare, pentru a obţine ef
turile unitare efective, va trebui măsurată presiunea apei d
pori.

Un caz particular al aparatului triaxial corespund
tuaţiei în care $\sigma_2 = \sigma_3$ sînt egali cu 0. Incercarea în ac
caz poartă denumirea de probă monoaxială sau de zdrobire. E
poate fi utilizată la pămînturi care îşi păstrează uşor for
sub greutatea proprie.

In fig.2.48 se dă schema principială a aparatului
starea de eforturi unitare în planul de rupere.

In momentul cînd se produce starea de rupere, după
planul de înclinare $\alpha$, are loc forfecarea probei. In aceast
situaţie efortul unitar normal $\sigma_1$, este efortul normal în
mentul ruperii. Din cercul lui Mohr se poate scrie relaţia:

$$(c.\operatorname{ctg}\varphi + \frac{\sigma_1}{2}) \sin\varphi = \frac{\sigma_1}{2} \quad \text{de unde rezultă}$$

$$\sigma_1 = 2.c.\frac{\cos\varphi}{1-\sin\varphi}$$

Se observă că $2\alpha = 90^\circ + \varphi$ de unde $\varphi = 2\alpha - 90^\circ$

După cum s-a văzut, curba intrinsecă a unui pămî
te fi aproximată cu o linie dreaptă, într-un sistem de axe
coordonate $\sigma - \tau$.

Ecuaţia acestei drepte va fi:

$$\tau_f = a + b.\sigma$$

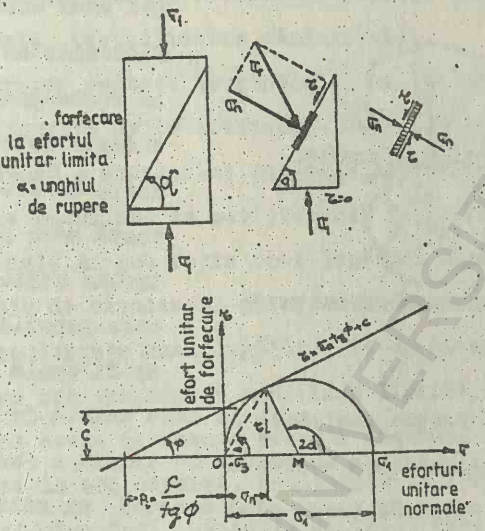



Fig 2.48 Principiul probei monoaxiale

Mărimea rezistenţei la forfecare, $\tau_f$ depinde de 2 parametri a şi b şi de efortul normal efectiv ce se dezvoltă în planul în care există rezistenţa la forfecare. Parametri a şi b au fost denumiţi parametri rezistenţei la forfecare.

S-a constatat că la pămînturile granulare, dreapta intrinsecă trece prin origine, deci ecuaţia ei este de forma :

$$\tau_f = b \cdot \sigma'$$

Dînd o interpretare fizică (fig.2.49) rezistenţei la forfecare pentru un pămînt granular, se observă că deplasările sînt posibile numai prin învingerea frecării ce se dezvoltă pe suprafaţa de contact a granulelor vecine. Frecarea este însă funcţie de mărimea efortului normal pe această suprafaţă şi

de coeficientul de frecare (tangenta unghiului de frecare). In acest sens b ar avea semnifi- ţia unui coeficient de frecare. Generalizînd această constata- la toate granulele şi presupun- o distribuţie uniformă a acest- forţe de frecare potenţiale î- toată masa pămîntului, s-a in- trodus noţiunea de unghi de fr- care interioară a cărei tangen- ar fi egală cu parametrul b.

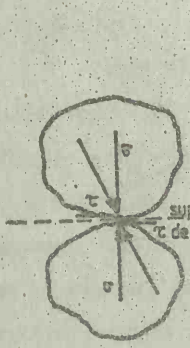


Fig 2.49 Echilibrul a doua granule

Pentru pămînturi la care există forţe de legătură sub forma coeziunii s-a constatat c- xistă o forţă ce se opune de- sărilor, chiar în cazul cînd acestea nu sînt încărcate, deci nu avem eforturi unitare normale.

Rezistenţa la forfecare, dată de dreapta intrinsecă, în acest caz, se poate exprima prin relaţia:

$$\tau_f = c$$

Dînd o interpretare fizică acestei rezistenţe, ea a fost asimilată cu o forţă de atracţie izotropă în masa de pămînt de- mită coeziune.

Rezistenţa la forfecare a pămînturilor.

Mărimea indicilor rezistenţei la forfecare variază în funcţie de o serie de factori, dintre care cei mai importanţi sînt:

- natura terenului, gradul său de dispersie şi de neuniformitate, compoziţia mineralogică a particulelor, structura şi gradul ei de deranjare;

- aparatul folosit pentru determinarea indicilor de forfecare, condiţiile de încercare şi forfecare, mărimea defor-

în timpul forfecării;

- prezența apei și aerului în pământ, variația în timp a porozității sale (consolidarea pământului).

Eforturilor unitare tangențiale ce iau naștere în pământ li se opune rezistența sa la forfecare, care își are originea în forțele de legătură a granulelor din masa sa. S-a văzut că ele pot fi de natură mecanică, se pot prezenta sub forma unor legături hidrocoloidale și sub forma unor legături structurale regide.

Funcție de caracterul diferitelor roci și pământuri variază și preponderența unei legături de un anumit tip, unele din ele având un rol subordonat sau chiar lipsind complet.

Ținînd seama de natura acestor legături se obișnuiește, să se analizeze în mod separat, rezistența la forfecare pe categorii de roci și pământuri, funcție de rolul preponderent pe care îl are una din legăturile menționate mai sus.

Rezistența la forfecare a pământurilor necoezive.

Rezultatele încercărilor la forfecare pentru pământurile necoezive, pun în evidență dependența rezistenței la forfecare de efortul unitar normal și de deplasare. De asemenea ele permit să se stabilească o corelație între deplasare și variația de volum a probei (fig. 2.50 și fig. 2.51).

Din diagramă rezultă dependența rezistenței la forfecare pentru pământuri necoezive de îndesarea acestora (fig.2.52).

Din fig. 2.53 se observă că deplasările provocate de eforturile tangențiale au ca rezultat o reașezare a particulelor din care este alcătuit pământul. Prin aceasta rezultă o schimbare a porozității, nisipul afînat micșorîndu-se porozitatea. Rezistența nisipului crește în acest fel cu deplasarea.

Nisipul îndesat are la început o rezistență mai mare, dar afinarea care rezultă din deplasare, duce la o micșorare a acesteia.

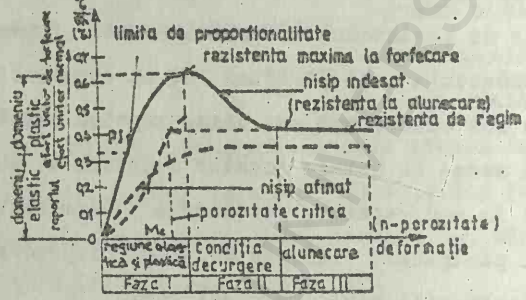



Fig. 2.50. Rezistența de forfecare ca o funcție de deformație la un efort unitar normal constant $\sigma_n$

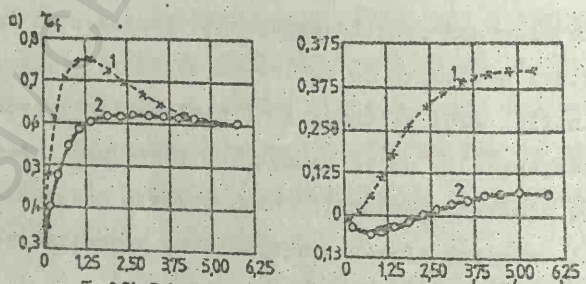



Fig. 2.51. Deformația pământului la forfecare
1-nisip îndesat 2-nisip afinat

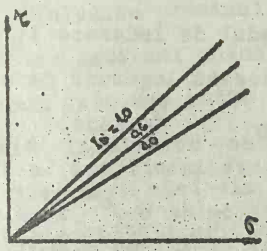



Fig 2.52 Influenta gradului de indesare

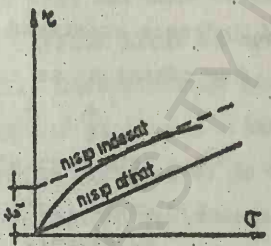



Fig 2.53 Rezistenta la forfecare a nisipului indesat si afinat

La structura îndesată, granulele având suprafeţe numeroase de contact şi întrepătrunzîndu-se, un plan prin material intersectează granulele. In această situaţie în primul moment, nu este posibilă nici o deplasare, apărînd o rezistenţă iniţială (fig.2,53).

Prin ridicarea particulelor din lăcaşul lor şi prin zdrobirea şi rotunjirea asperităţilor unora din particule mai puţin rezistente, are loc scăderea rezistenţei la forfecare cu deplasarea, după ce a fost atins un maxim. In această situaţie rezistenţa maximă $\tau$ max va fi:

$$\tau_{max} = \tau_i + \tau_r = \tau_{imp} + \tau_{zdr} + \tau_r$$

$\tau$ imp - este rezistenţa de angrenare şi depinde de îndesare şi de neuniformitatea mărimii granulelor;

$\tau$ zdr - este rezistenţa la zdrobire care depinde de materialul particulelor;

$\tau$ r - este rezistenţa de regim, care se datoreşte frecării interioare.

In figura 2.52 se dă corelaţia dintre rezistenţa de forfecare şi îndesare exprimată prin gradul de îndesare $I_D$.

S-a căutat să se exprime această legătură prin relaţia

$$\phi = \phi_a + m \cdot I_D$$ în care,

$\phi_a$ - este unghiul de frecare interioară în stare afînată

m - un coeficient care se ia de 6-7° la nisip uniform cu granule rotunjite, şi 12° cu granule colţuroase.

S-a remarcat că influenţa îndesării scade cu creşterea dimensiunilor granulelor de nisip.

Uneori nisipul fiind cimentat (coeziune structurală) prezintă o rezistenţă mare la început, la deformaţii mici, dar care odată cu distrugerea legăturilor rigide, scade fără să mai revină (legătură cu caracter ireversibil). Porozitatea nisipului la care în zona de forfecare nu apar variaţii de volum se numeşte porozitate critică, la o presiune dată. Ea este criteriul de separare a nisipurilor afînate de cele îndesate. Un alt factor care are influenţă asupra rezistenţei la forfecare a nisipului este umiditatea.

La nisipuri cu umiditate redusă apare coeziunea aparentă care scade cu creşterea gradului de umiditate. La nisipuri curate unghiul de frecare interioară scade foarte puţin cînd este imersat (1°- 2°).

La un nisip de aceiaşi porozitate şi cu acelaşi conţinut de fracţiuni argiloase, unghiul de frecare interioară scade cu creşterea umidităţii, cu creşterea conţinutului de fracţiuni argiloase. Unghiul de frecare interioară a unui nisip imersat scade faţă de un nisip uscat cu acelaşi conţinut de fracţiuni argiloase şi aceeaşi porozitate.

BCU "SPIRU HARET" BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

Variaţia de volum a unui nisip saturat în timpul forfecării, dă naştere unei presiuni a apei din porii săi, care poate fi pozitivă sau negativă (pozitivă la creşterea porozităţii şi negativă la scăderea ei). Ţinînd seama de acest fenomen se poate scrie valoarea $\tau = \sigma' \operatorname{tg} \phi = (\sigma \pm u) \operatorname{tg} \phi$.

Valoarea presiunii este cu atît mai mare cu cît planul de alunecare este mai adînc faţă de nivelul liber al apei şi cu cît nisipul este mai puţin permeabil. Dacă variaţia porozităţii este egală în timp cu cantitatea de apă pe care o elimină pămîntul, presiunea apei din pori devine egală cu 0. Ea este zero, în cazul porozităţii critice. Se observă că rezistenţa la forfecare a nisipului este 0, cînd $\sigma = u$. In cazul în care presiunea apei din pori creşte bruso (la solicitări dinamice) nisipul îşi pierde bruso rezistenţa, fenomen denumit <u>lichifierea nisipului</u>.

Unghiul taluzului natural, este un caz particular al unghiului de frecare interioară, la care presiunea este practic zero. <u>Rezistenţa la forfecare a pămînturilor coezive.</u>

Pămînturile argiloase spre deosebire de nisipuri, sînt caracterizate printr-o dreaptă intrinsecă ce intersectează axa $\tau$.

Mărimea segmentului interceptat a fost denumită <u>coeziune</u> şi se datoreşte forţelor de legătură reprezentate prin efectul peliculelor de apă adsorbite (coeziune electro-moleculară), coloizilor şi substanţelor de cimentare (coeziune de cimentaţie). Uneori poate să apară ca şi la nisipuri <u>coeziunea aparentă.</u>

Se poate scrie că rezistenţa la forfecare, are expresia:

$$\tau_f = C_w + C_c + \sigma' \operatorname{tg} \phi = C_w + C_c + (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi$$

$C_w$ - este coeziunea electromoleculară

$C_c$ - coeziunea de cimentaţie

Mărimea coeziunii electromoleculare este influenţată în mod direct de distanţa dintre granulele minerale înconjurate de o peliculă de apă adsorbită, precum şi de natura cationilor din dublul strat electric.

Distanţa între granule este funcţie de gradul de consolidare al terenului, exprimat prin îndesarea sau porozitatea sa. In acest sens, o mare importanţă revine istoricului încărcării acestui teren, adică a sarcinii maxime pe care acesta a suportat-o şi care i-a imprimat o anumită îndesare.

Ţinînd seama de cele arătate, coeziunea electromoleculară poate fi privită ca o funcţie a efortului unitar normal;

$$C_w = f(\sigma)$$

în ideea că umiditatea corespunzătoare gradului respectiv de consolidare obţinut nu ar varia practic. In fig.2.54 se arată legătura dintre porozitate şi istoricul încărcării, din care se observă că porozitatea poate corespunde mai multor valori ale presiunii, funcţie de succesiune de încărcări, descărcări şi reîncărcări pe care le-a suferit pămîntul respectiv. Avînd în vedere variaţia indicilor de forfecare funcţie de porozitate, forfecarea va trebui realizată la o porozitate constantă. Dacă proba de pămînt se consolidează şi se foarfecă la acelaşi efort unitar normal, se obţine o dreaptă intrinsecă ce trece prin origine deoarece, porozitatea iniţială corespunde limitei de curgere, şi coeziunea în această situaţie, la o sarcină egală cu 0 este zero. Consolidînd proba la sarcini diferite de 0, şi forfecînd-o la sarcini mai mici, dar la care porozitatea este aceeaşi cu cea obţinută la consolidare, obţinem drepte în-

trinseci, caracterizate prin coeziuni corespunzătoare coeziunii obţinute prin consolidare. Se observă că aceste coeziuni sînt funcţii a presiunii de consolidare, deci

$$C_w = f(\sigma'_c)$$

care poate fi diferită de efortul unitar normal ce apare în timpul procesului de forfecare $\sigma'_f$.

Experienţa a arătat (fig.2.54)că $f(\sigma'_c)$ se poate scrie sub forma $f(\sigma'_c) = x \cdot \sigma'_c$

Rezultă că expresia rezistenţei la forfecare pentru un pămînt argilos va fi:

$$\tau_f = x.\sigma'_c + c_o + (\sigma_f - u_f) \cdot tg\varphi$$

S-a observat că liniile intrinseci pentru diferite presiuni de consolidare, au aceeaşi înclinare, egală cu unghiul de frecare interioară a materialului.

Creşterea umidităţii unui pămînt argilos, duce la îngroşarea peliculelor de apă adsorbită datorită forţei de despicare a apei prin pătrundere şi la reducerea atît a coeziunii cît şi a frecării interioare (fig. 2.55).

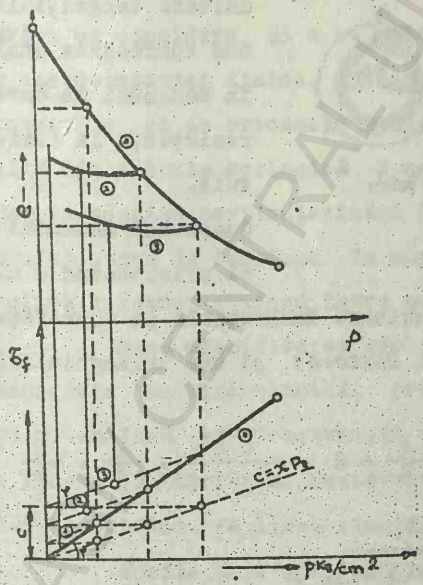



Fig. 2.54. Corelaţia dintre compresibilitate şi rezistenţa la forfecare

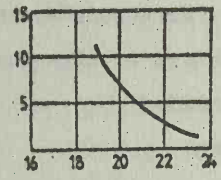



Fig 2.55 Variația unghiului de frecare internă cu umiditatea

Deoarece recoltarea probelor duce la tulburarea stării naturale a pământului, s-au imaginat metode prin care rezistența la forfecare se determină direct în amplasament.

Una din metode folosește un aparat cu palete, care prin rotire produce forfecarea pământului.

Metoda se folosește la argile slabe plastice, nisipuri argiloase saturate sau la mîluri (fig.2.56).

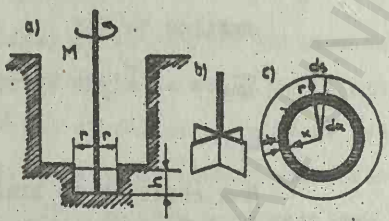



Fig 2.56 Aparat de forfecare cu palete

Momentul de răsucire dă naștere în teren unor eforturi unitare tangențiale, care produc forfecarea pământurilor în momentul în care depășesc rezistența la forfecare a acestuia.

Cunoscînd momentul de răsucire și presupunînd o distribuție uniformă a eforturilor unitare tangențiale pe suprafața cilindrică laterală a pământului forfecat și una triunghiulară pe baze putem scrie:

$$M_t = \tau . d . h . \frac{d}{2} + 2 . \frac{\pi d^2}{4} . \frac{d}{2} . \frac{2}{3}$$

de unde:

$$\tau = \frac{2 M_t}{\pi . d^2 h \left(1 + \frac{d}{3h}\right)}$$

De obicei se consideră că $\tau \simeq c$ și că apa nu are timpul să fie evacuată în timpul forfecării.

# C A P I T O L U L III

## PROPRIETATILE FIZICO-MECANICE ALE ROCILOR TARI

In mecanica rocilor tari sau stîncoase se folosesc multe ipoteze din mecanica rocilor moi. Comportarea rocilor tari este însă mult mai complicată, decît comportarea rocilor moi, din care motiv în numeroase cazuri se folosesc alte procedee în cazul studierii lor. Ambele discipline au (mecanica rocilor moi şi mecanica rocilor tari) capitole paralele, dar în acelaşi timp deosebite, ale ştiinţelor mediilor discrete, opuse teoriei clasice a mediilor continui.

Legătura între mecanica rocilor tari, geologia inginerească şi geologie este mult mai strînsă şi mai complexă (din care motiv studiul mecanicii rocilor tari nu se poate realiza fără a se considera şi a se valorifica această legătură). Rocile au caracteristici fizice, chimice şi mecanice care depind de geneza lor şi de procesele geologice ulterioare. Suma fenomenelor din istoria geologică a unei anumite zone din scoarţă duce la anumite particularităţi litologice structurale şi la o anumită stare de tensiuni în amplasamentul respectiv, ceea ce explică legătura strînsă între geologie şi mecanica rocilor tari.

Dacă clasificarea geologică a rocilor tari are în vedere compoziţia lor minerologică, proprietăţile chimice, structura lor cristalină şi structura, în mecanica rocilor tari se are în vedere şi figuraţia, rezistenţa şi deformabilitatea ca elemente specifice pe lîngă clasificarea geologică obişnuită.

Rocile tari prezintă în general proprietăţi de acelaşi gen ca rocile moi şi multe din problemele tratate la

rocile tari au drept corespondent probleme sub aceeaşi denumire ca şi la rocile moi.

Specificul compoziţiei rocilor tari impune însă ca proprietăţiile analoage ca definiţie folosite la rocile moi să fie tratate din alt punct de vedere şi în alt mod la rocile tari.

Dacă la rocile moi, fragmentarea naturală este puternic dezvoltată şi dă naştere sistemului de particule, la rocile tari ea se concretizează prin fisuraţia masivului respectiv.

Rocile sînt caracterizate printr-o serie de proprietăţi ce reflectă modul cum sînt alcătuite, comportarea lor la diferiţi factori de mediu, (apă, îngheţ, dezgheţ) comportarea la acţiunea sarcinilor provenite din construcţii (forţe dinamice şi statice). Sînt definite o serie de proprietăţi fizico-mecanice ce sînt apreciate cantitativ şi calitativ printr-o serie de mărimi tehnice ce servesc în calcule inginereşti.

Proprietăţile fizice se referă la structura şi textura rocilor, fisuraţie şi fragmentare, caracteristicile fazelor ce intră în alcătuirea rocilor şi la modul lor de comportare în prezenţa apei.

## 3.1. Proprietăţile fizice ale rocilor tari.

### 3.1.1. Structura şi textura rocilor tari

Rocile tari sînt: roci magmatice, metamorfice şi sedimentare cimentate. Intre granulele minerale ale acestor roci există le gături rigide de cristalizare şi cimentare, fie realizate de o peliculă de suprafaţă de 1 Å grosime între cristale, fie sub forma unei mase care umple în întregime sau parţial spaţiul dintre granule. In primul caz este vorba de roci cristaline,

în al doilea de roci granulare cimentate.

In ambele cazuri coeziunea dintre particulele minerale componente atinge valori importante, dîndu-le o rezistenţă mare la solicitările exterioare.

Legile de deformare a rocilor din această grupă se apropie de legile de deformare a corpurilor solide deformabile. Aceste roci nu sînt permeabile decît în cazul în care au fisuri, pori sau goluri de origine carstică.

Prin structură se înţelege modul de asociere a mineralelor unei roci, definit prin raporturile de formă,
dimensiune,
mărime,
cristale.

Prin textură se înţelege modul de aşezare în spaţiu a componenţilor minerali din masa rocii respective. Se deosebesc structuri şi texturi mineralogice, care se referă la cristale ca elemente componente şi structuri şi texturi petrografice care se referă la aranjamentul diferitelor părţi în masa aceleiaşi roci.

Structura mineralogică a rocilor magmatice este determinată de:

- gradul de cristalinitate;
- forma cristalelor;
- mărimea absolută şi relativă a cristalelor;

După gradul de cristalizare distingem:

- structuri holocristaline -care au cristale bine individualizate;
- hemicristaline unde numai o parte este individualizată
- vitroase -cînd nu sînt individualizate.

După forma cristalelor avem structuri rezultate din cristalizarea izolată şi succesivă a diferitelor minerale şi struc-

turi din cristalizări simultane şi din cenerestari.

După mărimea absolută a cristalelor putem avea o structură:

- fanerocristalină (cristale peste 5 mm);
- microcristalină (cristale de la 1 la 5 mm);
- criptocristalină (cristale sub 1 mm).

După mărimea relativă a cristalelor se deosebesc:

- structura echigranulară;
- structura porfirică.

Forma cristalelor poate fi cu dimensiuni egal dezvoltate după trei direcţii (cristale volumetrice), dezvoltate mai mult după două direcţii (cristale plane) şi dezvoltate numai într-o singură direcţie (cristale aciculare).

Rocile sedimentare, nu au o structură şi o textură în sensul acestor noţiuni ca rocile magmatice şi metamorfice.

Dacă avem în vedere mărimea granulelor, structura poate fi:

- psefitică,
- psamitică,
- alsuritică,
- pelitică.

Rocile sedimentare sînt caracterizate prin stratificaţie determinată de condiţiile de geneză, deosebindu-se prin forma de stratificaţie (orizontală, oblică, ondulată) şi grosimea stratului (mare, măruntă, fină).

Procesul de diageneză poate da naştere la apariţia cimentului de legătură dintre granulele rocilor sedimentare (detritice).

Dintre tipurile mai caracteristice de cimenturi se deosebesc (fig.3.1.):

- ciment monocristalin (cristale mari care dau aparenţa că granulele sînt înnecate în ciment);

- ciment policristalin (multe cristale mărunte);
- cimentul de creştere (tinde să întregiască granulele respective dacă este de aceeaşi compoziţie chimică cu granulele de rocă);
- cimentul regenerat (fără urme din granulele iniţiale ca cel precedent şi fără a se mai vedea separaţia granulă-ciment);
- ciment de umplere mecanică a porilor (cu material eterogen);
- ciment de contact.

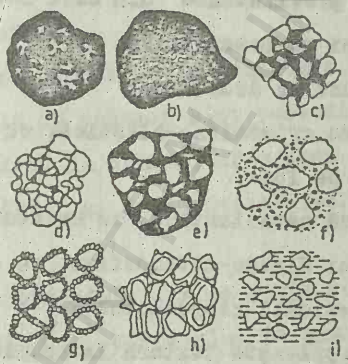



Fig. 31. Tipuri de cimentaţie
a,b-de bază; c-de pori, d-de contact; e-de umplutură; f-cu ciment găunos; g-de suprafaţă; h-de cristalizare; i-de creştere.

Textura mineralogică care reflectă aşezarea mineralelor în spaţiu se datoreşte deplasărilor suferite de cristale în masa de magmă. Deosebim o textură masivă sau neorientată în care cristalele nu au nici o orientare precisă, o textură paralelă sau fluidă, unde ele sînt orientate după o anumită direcţie şi o textură sferolitică avînd o orientare concentrică a cristalelor.

Structura petrografică rezultă din modul în care părţile de acelaşi fel ale rocilor alcătuiesc zăcămintele respective. Deosebim structuri compacte sau masive şi structuri poroase.

Textura petrografică - caracterizează asocierea de părţi de roci de constituţie mineralogică diferită. Se deosebesc texturi rubanate unde există o succesiune de părţi de roci diferite şi o textură concentrică la care succesiunea părţilor de roci diferite este concentrică.

La rocile metamorfice structura şi textura depind de proveniența rocilor preexistente din care s-au format şi de intensitatea procesului de metamorfism.

Ca structuri se deosebesc:

- Structura cristalino-blastică, cu cristale bine individualizate formate pe loc.

- Structură cataclastică, cu cristale din roci iniţiale sfărmate în urma unui dinamo-metamorfism, cu o orientare relativă faţă de direcţia presiunii respective.

In ceea ce priveşte textura la rocile metamorforice se deosebesc:

- textura zonală (elementele constitutive sînt dispuse pe zone care se succed pe o direcţie perpendiculară pe planul de şistuozitate principal;

- textură granoblastică cînd mineralele componente nu au nici un fel de orientare;

- textura lepidoblastică cînd predomină minerale fibroase;

- textură rubanată cînd elementele componente sînt dispuse în formă de benzi.

Caracteristica principală a rocilor metamorfice este şistuozitatea lor. Direcţia suprafeţelor de şistuozitate este perpendiculară pe direcţia presiunilor care au produs metamorfismul.

3.1.2. Fragmentarea naturală a rocilor tari.

Rocile care se prezintă sub formă monolită, de blocuri legate sau de blocuri joantive sînt de obicei rocile stîncoase. Discontinuităţile din masivul lor se datoresc de obicei fisurilor şi crăpăturilor care fragmentează masivul în mod continuu. Contrar concepţiilor că stîncile ar fi medii continui ele sînt în realitate sisteme de corpuri materiale formate din mai multe fragmente.

Spre deosebire de pămînturi unde noi putem considera că suprafeţele de contact sînt punctuale, permiţînd deplasări şi chiar rotiri, la stînci, aranjarea corpurilor componente este bine evidenţiată şi influenţează foarte mult asupra comportării ansamblului.

Pentru pămînturi se poate considera că avem o omogenitate statistică a sistemului de granule, la stînci proprietăţile unui bloc diferă mult de proprietăţile ansamblului.

Pentru pămînturi se poate considera să avem o omogenitate statistică a sistemului de granule, la stînci, proprietăţile unui bloc diferă mult de proprietăţile ansamblului, care este un sistem de corpuri multiple.

Fragmentarea naturală a rocilor tari face ca proprietăţile masivului să difere mult de cele ale rocii din care este alcătuit. Fisurile şi crăpăturile din stîncă au fost cuprinse în termenul general de fisuraţie. Cunoaşterea fisuraţiei

prezintă o importanţă foarte mare deoarece de ea depinde în mod direct permeabilitatea masivului, stabilitatea sa generală şi stabilitatea şi rezistenţa construcţiilor ce se execută în acest masiv. Fisuraţia se prezintă sub forme foarte variate ţinînd seama de:

- geneza ei,
- de caracter,
- de extindere,
- de dimensiuni,
- de deschidere.

In majoritatea cazurilor ea formează un sistem foarte complicat, care însă nu este lipsit de anumită legitate. Acest sistem în ultimă analiză duce la faptul că masivul sau straturile din care este alcătuit este divizat în bucăţi mai mari sau mai mici în stare proaspătă, nealterată, cu feţe ascuţite.
O clasificare a acestei fisuraţii se poate face avînd în vedere geneza ei, ea împărţindu-se în fisuri de formare, fisuri de deformaţie şi fisuri de alterare.

Fisurile de formare sau singenetice în rocile eruptive provin din reducerea de volum (contracţia) ce apare în magmă cu ocazia consolidării ei. Această separare în blocuri prin fisuri este caracteristică rocii, dînd naştere la blocuri paralelipipedice (dale), la granite şi colonare, la bazalte (prizme sau coloane). Fisurile aici sînt paralele cu marginile care încadrează masivul, sau radiale perpendiculare pe marginile acestuia. Ele nu au în general, o întindere prea mare, dar uneori pot să şi străbată masivul.

In rocile argiloase şi carbonatice, aceste fisuri de separaţie sînt legate de obicei de contracţia ce are loc în procesul de formare a rocii, din sedimente suprasaturate cu apă

prin dishidratare (miluri argiloase sau calcaroase). Pentru aceste roci caracteristică este separarea în plăci.

Această fisurație poate fi reală, în planele respective existînd goluri care marchează discontinuitatea respectivă sau potențială, cînd există posibilitatea ca după un plan anumit și numai după el să apară o discontinuitate sub forma unei schimbări de poziție sau a unui gol.

In prima categorie se situează toate fisurile care realmente apar în masiv. In cazul al doilea sînt cuprinse planele de mică rezistență atît la scară cristalină cît și la scară mare.

Fragmentarea la scară cristalină cuprinde clivajele cristaline, defectele reticulare. La scară cristalină întîlnim și microfisurile, care sînt rupturi fine în parte consolidate, care se pot identifica la microscop, precum și golurile intergranulare.

Fragmentarea la scară mare, potențială, cuprinde clivajele mari, în care intră stratificația și sistuozitatea. Stratificația este un rezultat al clasării sedimentelor în procesul de depunere.

Suprafețele de stratificație sînt elementele spațiale de separație a rocii respective. Ele sînt în general suprafețe de minimă rezistență la eforturi mecanice, și se evidențiază prin:

- culoare,
- alcătuire granulametrică,
- compoziție,
- alterare diferită.

Deosebit de importante sînt zonele în care apar degunețuri de argile și mică, care cu ocazia litogenezei dau planul de rezistență minimă.

Cînd sînt deschise poartă denumirea de rosturi de stratificare şi produc întreruperea continuităţii mecanice a masei de rocă. Fisurile de separaţie şi cele din stratificare, care au apărut în procesul de formare al rocii, poartă denumirea de fisuri de separaţie primare.

Sistuozitatea este capacitatea de fragmentare mai uşoară a rocii după anumite direcţii paralele pe care stînca le-a căpătat prin presiuni ce au avut loc după litogeneză. In aceste plane au avut loc anumite schimbări ale elementelor componente ale rocii, în majoritatea cazurilor provocate de fenomene orogenice şi avînd direcţia perpendiculară pe direcţia presiunii exercitate.

Rosturile de clivaj se produc după aceste plane de şistuozitate. Cînd sînt închise, importanţa lor mecanică scade, frecarea şi adeziunea din planul lor împiedecînd deplasările. Cînd roca este omogenă, rosturile de clivaj, fiind închise dau o anumită anizotropie masivului prin şistuozitatea sa.

La şisturile metamorforice şistuozitatea este funcţie de presiunea de formare şi de conţinutul de apă.

Aceste suprafeţe de rezistenţă minimă pot coincide sau pot să difere de suprafaţa de stratificaţie, după direcţia pe care a avut-o presiunea care le-a dat naştere. S-a emis ipoteza că suprafeţele de şistuozitate coincid cu suprafeţe de curgere ale particulelor minerale.

Acest fenomen nu este net vizibil decît la sedimentele ce au conţinut important de argilă, la care fragmentarea sub forma de plăci şi foi după planuri paralele este datorită adesea planurilor de orientare a anumitor minerale (mica). Ele poartă deno

mirea de clivaje de textură şi în cadrul lor se deosebesc lineaţia (alungire prefrenţială a cristalelor după direcţia tensiunii principale minime), orogenia (legată de deformaţia rocii) şi foliaţia (lineaţia multiplă, cunoscută sub denumirea generală de şistuozitate).

Şisturile cristaline au o şistuozitate a cărei intensitate depinde de zona căreia le aparţin, epizona, mezozona sau catazona. Ea poate fi considerată ca o consecinţă probabilă a deformaţiilor plastice. Liniile de curgeri plastice sînt clar vizibile la gnaisul rubanat.

Fisurile din deformaţii sînt legate de obicei de mişcări tectonice şi sînt rezultatul deformării masivelor de roci prin încovoiere, întindere, deplasare, strivire, cutremure. Scoarţa se poate deforma atît sub acţiunea fenomenelor tectonice (fisuri tectonice) cît şi din alte motive (fisuri pseudotectonice). Aceste deformaţii duc la fragmentarea rocilor prin rupere şi poartă denumirea de fracturi care efectiv apar sub forma unor fisuri şi crăpături. Ele au fost denumite în general litoclaze, fiind împărţite în diaclaze şi paraclaze.

Diaclazele sînt fracţuri care afectează rocile magmatice, sedimentare şi metamorfice, fără o deplasare importantă a părţilor separate. Ele iau naştere în cea mai mare parte prin eforturi de compresiune, dar se pot datora şi eforturilor de tracţiune, forfecare, torsiune şi altor cauze

Paraclazele sînt fracturi care afectează rocile din scoarţa terestră şi care prezintă o deplasare a celor două părţi detaşate fie pe verticală, fie pe orizontală. Fenomenul este cunoscut sub denumirea de dislocaţie. In lungul suprafeţei

pe care a avut loc ruperea nu mai există o legătură a materialului, indiferent dacă această discontinuitate este închisă sau deschisă.

Cele mai importante paraclaze sînt faliile şă unele formaţiuni tectonizate, aşa numitele zone de fracturi reprezentate prin fracturi numeroase ce se întretaie în mod dezordonat. Rocile afectate de aceste fracturi se numesc milonite.

Apar de asemenea fisuri din cauza rezistenţei marginale a rocilor, la marginea văilor abrupte, în special cînd sînt alcătuite din roci dure. Originea lor se leagă de descărcarea scoarţei prin formarea văilor şi suprasolicitate rocilor de la marginea lor. Ele apar la suprafaţă.

In cadrul fisurilor pseudotectonice, se cunosc crăpăturile din alunecările de teren, crăpăturile din tasarea în raioane carstice, în pămînturi macroporice sensibile la umezire , sau în zone cu lucrări miniere, crăpături de umflare în zone cu anhidrit (volumul său în prezenţa apei se majorează cu 60 % trecînd în gips).

Trebuie menţionat că fisurile şi crăpăturile de suprafaţă sînt mult mai dese ele fiind provocate atît de fenomenele tectonice cît şi de cele de alterare.

Cele de adîncime sînt fisuri şi crăpături tectonice propriu-zise. După poziţia lor faţă de suprafaţa scoarţei, fisurile pot fi superficiale (avînd adîncimi de ordinul centimetrelor pînă la a metrilor), sau adînci,la zeci de metri pînă la mii de metri. Acestea sînt de obicei fisuri tectonice. La o adîncime de cca.10 km toate fisurile sînt închise din cauza presiunii mari.

Cauzele care produc starea de eforturi unitare în masiv sînt:

- greutatea proprie a rocii, inclusiv a apei pe care o conţin crăpăturile.
- procesul de formare al văilor prin eroziune
- procesele tectonoce din scoarţa pămîntului
- metamorfismul
- variaţiile de umiditate din rocile sedimentare
- variaţiile chimice din rocă, inclusiv alterarea ei.

Motivele multiple enumerate şi combinaţiile dintre ele precum şi succesiunea formării rocilor în decursul timpului în diferitele ei forme de zăcămînt, duc la o diversitate foarte mare de fisuri, nu numai în diferite zone din scoarţa terestră dar şi în fiecare zonă în parte, în care ele pot forma anumite sisteme legate logic între ele şi reprezentînd, un fenomen particular al dezvoltării masivului respectiv.

Fisuraţia prin alterare reprezintă dezvoltarea ulterioară a fisurilor, care au luat naştere din alte cauze. Dezvoltarea acestor fisuri se datoreşte diferiţilor agenţi care produc această alterare, fizici, chimici, biologici. Agenţii fizici sînt legaţi de contracţie, dilatare, uscare. Procesele chimice şi biologice completează acţiunea agenţilor fizici.

Indicii care caracterizează fisuraţia unui masiv stîncos

Avînd în vedere importanţa cunoaşterii fisuraţiei unui masiv stîncos, este necesară studierea ei.

Pentru aceasta trebuie să se fixeze scara la care trebuie făcut acest studiu, pe o zonă mai întinsă sau numai a amplasamentului viitoarei construcţii.

Aici joacă un rol deosebit de important faptul dacă anizotropia şi discontinuităţile se manifestă într-un domeniu mai întins sau restrîns.

Fisurile într-un domeniu restrîns prezintă importanţa dar o pierd într-un domeniu întins unde preponderente sînt

crăpăturilo. Pentru spaţiul dintre două crăpături se poate considera că avem un masiv cvasicontinuu, ţinînd seama că există o nivelare statistică a proprietăţilor masivului fisurat, ceea ce îl apropie de un corp continuu, cînd fisurile sînt de acelaşi ordin de mărime şi distribuite în mod uniform. Aici din punct de vedere mecanic situaţia se apropie de un corp continuu spre deosebire de cazul domeniului restrîns, unde din punct de vedere mecanic, avem un corp discontinuu şi puternic anizotrop.

Anizotropia este dată de direcţia fisurilor, crăpăturilor, clivajelor, şi este multidirecţională.

In studiul fisuraţiei rocilor stîncoase trebuie stabilite multe elemente necesare pentru a le caracteriza. Ele sînt:

- poziţia fisurilor,
- locul fisurilor, desimea reţelei de fisuri,
- extinderea spaţială,
- gradul de fragmentare al rocii,
- deschiderea,
- materialul de umplutură,
- habitusul pereţilor şi forma crăpăturilor.

Caracterizarea fisuraţiei se face atît prin mărimi cantitative cît şi prin descrieri calitative.

Poziţia în spaţiu se determină de obicei numai la crăpături folosind în acest scop reprezentarea cunoscută de la fixarea poziţiei spaţiale a straturilor şi anume direcţia şi căderea stratului (fig.3.2).

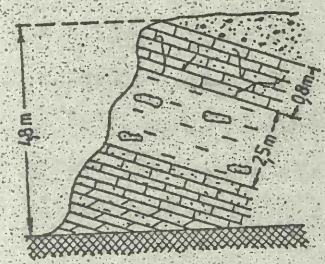
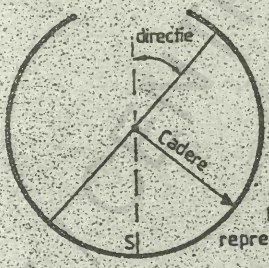



Fig.32. Sectiune printr-un afloriment

Elementele ce caracterizeaza pozitia in spatiu a unui strat
d-directie
c-cădere

Busolele geologice moderne permit fixarea acestei poziţii numai prin intermediul a două unghiuri , reprezentarea schematică făcîndu-se ca în fig.3.3.



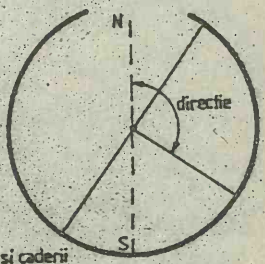




Fig.33 Modul de reprezentare a directiei si caderii stratului

Direcţia stratului este dată de linia lui de intersecţie cu un plan orizontal şi direcţia nord-sud. Căderea stratului este unghiul făcut de linia de cea mai mare pantă a planului acestuia cu un plan orizontal.

Grupul de crăpături care are o direcţie generală unică poartă denumirea de sistem de crăpături (familie de crăpături).

In rocile stîncoase se observă totdeauna cîteva sisteme de crăpături care se intersectează, fragmentînd masivul în blocuri de dimensiuni şi forme determinate. Frecvenţa crăpăturilor este cauza principală a anizotropiei ce caracterizează rocile stîncoase.

Orientarea acestor crăpături trebuie privită prin legile statisticei, fiecare crăpătură individuală avînd o anumită împrăştiere faţă de direcţia generală a sistemului.

Această direcţie generală a sistemului de fisuri se poate stabili grafic prin roza fisurilor sau prin proiecţie stereografică prin intermediul sferei de poziţie (fig.3.4. şi 3.5).

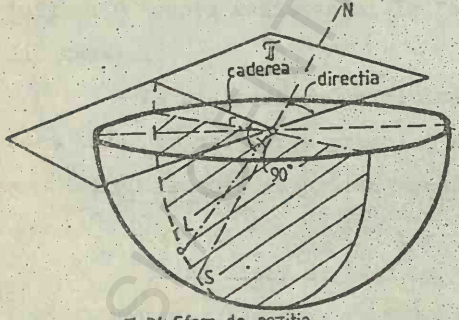


Fig34. Sfera de pozitie

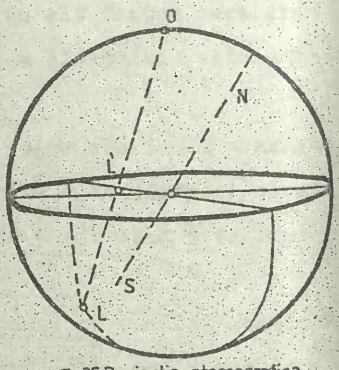


Fig35 Proiectia stereografica a punctului L

Împrăştierea menţionată mai înainte, este dată de neomogenitatea masivului stîncos, cu toate că fisurile aceluiaşi sistem sînt provocate de o cauză unică la un moment dat.

Această interpretare statistică pune în evidenţă direcţiile preferenţiale ale fisuraţiei, permiţînd gruparea ei în sisteme de fisuri. De obicei se evidenţiază 2 sau 3 direcţii după care apar fisurile principale.

In roza fisurilor (fig.3.6) se notează unghiul pe care-l fac diferitele fisuri şi frecvenţa lor pe direcţia respectivă.

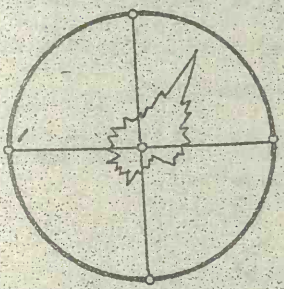


Fig 36 Roza fisurilor

Reprezentarea stereografică este mai avantajoasă că ne dă toate elementele spaţiale ale crăpăturii, pe care roza fisurilor le dă numai prin direcţia ei. Avînd proiecţia stereografică, cu ajutorul reţelei Wulff se pot determina direcţia şi căderea (fig.3.7)

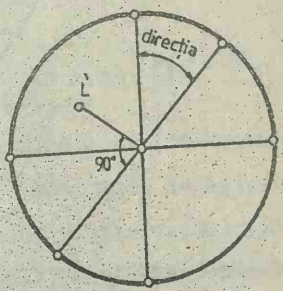



Fig.37 Proiectia stereografică a punctului L'

La crăpăturile de dimensiuni mici şi fisuri se determină numai locul în cadrul masivului. Desimea reţelei de crăpături ne dă

gradul sau indicele de fragmentare al stîncii . Ea este după cum se consideră o funcţie a duratei sau mărimii deformaţiei mişcării tectonice. Gradul sau indicele de fragmentare se defineşte prin relaţia:

$$K = n/l$$

unde n = numărul de fisuri pe o direcţie

l = lungimea pe care s-a făcut măsurarea

In practică nu putem determina totdeauna distanţa pe normala între planele de fisuraţie, şi atunci efectuăm măsurarea pe una din direcţiile care sînt accensibile.

Gradul sau indicele de fragmentare rezultă ca numărul de fisuri pe unitatea de lungime (fig.3.8).

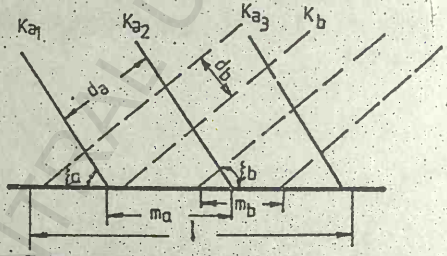



Fig.38 Indice de fragmentare

Pentru familia de fisuri, a' putem scrie:

$$K_a = \frac{n_a}{l} = \frac{1}{\frac{l}{n_a}} = \frac{1}{m_a}$$

Pe toată lungimea de măsurare l, vom avea însă mai multe familii de fisuri, toate apărînd pe o lungime de măsurare.

$$K_t = \frac{n}{l} = \frac{n_a + n_b}{l} = \frac{n_a}{l} + \frac{n_b}{l} = K_a + K_b = K_i$$

$$K_t = \sum K_i = \sum \frac{1}{m_i}$$

Pentru a pune în evidenţă distanţa între fisuri putem scrie:

$$na = \frac{da}{\cos \varphi_a}$$

$$Kt = \sum \frac{\cos \varphi_i}{di}$$

Pentru o anumită distanţă de măsurare, distanţa dintre diferitele fisuri este invers proporţională cu frecvenţa apariţiei lor. Frecvenţa apariţiei lor se poate lua din diagrama sferică de reprezentare a direcţiilor de fisurare.

Notînd frecvenţa cu Fi putem scrie:

$$Fa.da = Fb.db \quad \text{sau} \quad \frac{Fa}{\frac{1}{da}} = \frac{Fb}{\frac{1}{db}} = \dots = \frac{Fi}{\frac{1}{di}}$$

$$di = da \frac{Fa}{Fi}$$

şi ţinînd seama de indicele de fragmentare :

$$Kt = \sum \frac{\cos \varphi_i}{di} = \sum \frac{\cos \varphi_i}{da\ Fa} Fi$$

Pe baza acestei relaţii se poate determina distanţa dintre fisurile unei anumite familii, cunoscînd gradul de fragmentare:

$$da = \sum \frac{\cos \varphi_i}{Kt\ Fa} Fi \quad \text{şi} \quad di = da \frac{Fa}{Fi}$$

Cunoscînd distanţa dintre crăpături, se pot determina dimensiunile corpului ce rezultă din această reţea de crăpături.

Extinderea crăpăturilor prezintă o mare importanţă şi se exprimă de obicei funcţie de dimensiunile reale ale construcţiei care se execută în stînca respectivă.

- fisuri mici 1/50
- fisuri mari 1/5
- fisuri foarte mari

1 - fiind dimensiunea maximă a construcţiei respective.

In afară de direcţiile şi desimea separaţiilor respective un element de mare importanţă este şi continuitatea în masiv a acestora, ea avînd o influenţă foarte mare asupra rezistenţei în ansamblu a masivului (fig.3.9).

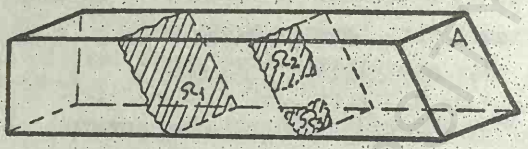



Fig.3.9 Extinderea suprafetei fisurate

Această continuitate se reprezintă numeric prin procentul de separare a suprafeţei de ruptură notată $\mathcal{K}$

$$\mathcal{K}_p = \frac{\Omega}{A}$$

$\Omega$ = aria crăpăturii

A = este secţiunea totală în masivul considerat

Aprecierea rezistenţei stîncii este funcţie de acest raport deoarece într-o secţiune paralelă cu direcţia după care avem un $\mathcal{K}_p$ mare, rezultă o rezistenţă mică la deplasare ( $\tau$ ) sau la eforturi normale ( $\sigma$ ) perpendicular pe această direcţie.

Această exprimare plană a separării trebuie completată şi cu desimea K a crăpăturilor, obţinîndu-se un coeficient spaţial $\mathcal{K}_s$

$$\mathcal{K}_s = K \cdot \mathcal{K}_p$$

Cu acest indice se poate exprima numeric gradul de fragmentare a unei stînci, care depinde de desimea şi extinderea crăpăturilor.

Folosind aceste noţiuni se pot da o serie de caracterizări privind stînca respectivă ca:

- fragmentare generală $\sum \alpha_a$
- gradul mediu de fragmentare plană pe o direcţie
- gradul mediu de fragmentare spaţială
- volumul corpului rezultat din fragmentarea dată.

Dacă avem în vedere deschiderea fisurilor putem distinge:

- fisuri aseunse
- fisuri închise
- fisuri deschise

Primele sînt suficient de fine şi se evidenţiază numai la dislocarea rocii stîncoase, care fiind lovită se desface de preferinţă după anumite direcţii, în bucăţi de acelaşi dimensiuni.

Cele închise sînt fisuri de compresiune sau de forfecare care s-au închis în timp, şi nu pot fi evidenţiate cu ochiul liber. De obicei cele de alunecare sînt închise iar cele de tracţiune se pot închide mai tîrziu.

Fisurile deschise sînt de obicei cele de tracţiune şi de deplasare.

Cele de deplasare au deschideri cu atît mai mari cu cît deplasarea este mai mare. In momentul cînd au apărut aceste fisuri avem indicaţii asupra poziţiei axelor principale în rocă. Din punct de vedere tehnic aceste fisuri sînt importante deoarece influenţează compresibilitatea, mobilitatea, permeabilitatea şi afînarea rocii.

De multe ori fisurile nu sînt goale ci umplute cu un material care poate fi de diferite proveniente. El poate fi aderent la pereţi, sau umple numai spaţiul dintre aceştia.

Materialul aderent la pereţi este un produs de alterare sau rezultatul unui schimb de minerale (sau eliminări de soluţii). Cristalele pe pereţi poartă denumirea de druze. Ele pot fi şi chituite cînd se umplu cu cristale, fie din soluţii apoase, fie din materialul magmatic care a pătruns în ele.

Mărimea rezistenţei materialului de umplutură determină mobilitatea masivului în lungul acestor crăpături. Pentru acest material de umplutură este util să cunoaştem şi compoziţia mineralogică pentru a aprecia rezistenţa lui la alterare. Cînd materialul de umplutură este granular intervine în mare măsură unghiul său de frecare interioară şi coeziunea sa precum şi sensibilitatea sa la apă.

Prezintă de asemenea importanţă faptul dacă apa conţinută în el este sub presiune sau nu.

Pastele argiloase sînt deosebit de periculoase, ele avînd diferite viscozităţi şi lucrînd ca nişte lubrefianţi.

Habitusul pereţilor este important deoarece influenţează mobilitatea masivului.

Pereţii crăpăturilor pot fi rugoşi sau netezi, cu urme de alunecare sub formă de striaţiuni. La crăpături care s-au format prin tracţiune pereţii prezintă suprafeţe de ruptură granulare, aspre, cu denivelări, colţuroase şi nu prezintă urme de frecare. Crăpăturile ce s-au format prin alunecări, au zgîrieturi şi striaţiuni în planul de rupere, oglinzi de fricţiune. Aceste urme sînt provocate de granulele mai dure şi indică direcţia de mişcare.

Prin încărcarea stîncii, pe măsura executării construcţiei, cresc eforturile unitare la anumite contacte dintre blocu-

rile de stîncă. Aceasta are ca urmare distrugerea asperităţilor şi deformarea lor ducînd la deplasarea blocurilor vecine şi schimbarea poziţiei suprafeţei stîncii care este în contact cu construcţia.

Forma crăpăturilor în secţiune transversală este neregulată. Pe lungimea întinderii ele pot prezenta încovoieri, se pot îngusta sau se pot lărgi. Ele pot fi concurente sau să delimiteze un bloc de stîncă complet de celălalt.

Din punct de vedere chimico-mineralogic rocile tari prezintă aceleaşi caracteristici ca şi granulele minerale. Caracterizarea din punct de vedere geometric a unui masiv alcătuit din roci tari se face de obicei funcţie de gradul de fisuraţie şi gradul de alterare chimică.

Din punct de vedere al fragmentării naturale prin fisurare, gradul de fisuraţie şi poziţia sistemelor de fisuri ne permit să stabilim în medie care sînt dimensiunile şi forma corpului geometric rezultat, denumit corp de fisuraţie sau fragment de rocă, tot ansamblul avînd un aspect asemănător cu o zidărie uscată foarte bine îmbinată.

Se defineşte corpul de fisuraţie ca fiind un corp geometric cu suprafeţe relativ paralele, formate din suprafeţele determinate de principalele sisteme de fisuri, avînd o anumită orientare în spaţiu şi o anumită deschidere a fisurii. Cu cît gradul de fragmentare este mai ridicat cu atît dimensiunile corpului determinat de sistemele principale de fisuri sînt mai mici, suprafeţele de fisurare coincizînd cu suprafeţele laterale ale corpului de fisuraţie.

Mărimea corpului de fisuraţie ne indică intensitatea cu care au acţionat forţele tectonice, volumul său putînd fi dedus din noţiunea gradului de fisuraţie relativ la trei sisteme principale de fisuri şi anume:

$$V_{cf} = \frac{1}{K_a} \cdot \frac{1}{K_b} \cdot \frac{1}{K_c}$$

$K_{a,b,c}$ - sînt gradele de fisuraţie corespunzătoare celor trei sisteme principale ale fisurii.

Valorile gradelor de fisurare ne dau şi o indicaţie asupra formei geometrice a corpului de fisuraţie, de exemplu pentru valori apropiate, corpul va avea aproximativ forma unui cub.

In funcţie de raportul mărimilor gradelor de fisurare caracteristic fiecărui sistem de fisuri, aceste corpuri se pot prezenta sub formă de coloane, blocuri, forme paralelipipedice bancuri şi dale.

Dacă avem în vedere ordinul de mărime al distanţei dintre fisuri, respectiv desimea lor, putem avea corpuri de dimensiuni mari, cînd ele depăşesc 100 cm, dimensiuni mici de mărime (10 .... 100 cm) şi corpuri fibroase şi aşchioase sub formă de plăcuţe şi cuburi mici, pentru dimensiuni sub 10 cm.

Aceste date ne dau imaginea alcătuirii interioare a masivului respectiv. Aceste date sînt foarte utile în aprecierea stabilităţii masivului, a posibilităţii exploatării rocii în cariere, deoarece aceste dimensiuni pot să varieze în jurul dimensiunilor medii luate în calcul şi se poate construi o linie de repartiţie a acestor fragmente în funcţie de mărime.

Deoarece masivul poate fi asimilat cu o zidărie uscată sau o zidărie uscată cu porţiuni legate prin mortar dacă avem în vedere punţile de material care există în blocurile legate

spre deosebire de blocurile joantive, rezultă că noţiunea de corp de fisuraţie are mai mult un sens convenţional.

Folosind reprezentarea grafică privind sistemele principale de fisuri şi mărimea corpului de fisuraţie, se pot trage concluzii în legătură cu direcţiile după care mobilitatea acestor fragmente va fi maximă sau minimă, suprafeţele pe care se poate face deplasarea blocurilor din masiv. Deplasarea de ansamblu a masivului va depinde de deplasările reciproce posibile ale corpurilor de fisuraţie care-l compun.

Această mobilitate este condiţionată însă şi de frecarea care poate fi mobilizată pe suprafaţa respectivă precum şi de existenţa punţilor de material.

In acest sens o rezolvare practică este dată prin aşa zisul "con de frecare".

In ceea ce priveşte gradul de alterare pe care-l prezintă rocile care alcătuiesc masivul, s-au stabilit diferite criterii de apreciere a acestuia, care însă nu au fost generalizate.

Astfel sistemul R.Q.D. se referă la proporţia în care din lungimea unei carote avem zone alterate şi nealterate. Pentru aprecierea gradului de alterare se poate folosi de asemenea şi viteza de răspîndire a undelor longitudinale în masiv sau a ultrasunetelor în epruvete.

### 3.1.3. Proprietăţile fizice ale rocilor tari

Rocile stîncoase nu sînt medii continui, ele fiind alcătuite dintr-o masă solidă (fază solidă) ce conferă structura rocii şi goluri, fisuri, ce pot fi ocupate de apă şi aer, ce constituie faza lichidă şi gazoasă.

Ipoteza este cu atît mai justificabilă dacă referirea se face la un ansamblu de rocă - masivul stîncos (masivul de rocă).

Pentru caracterizarea rocii sub aspectul fazelor componente, a gradului de ocupare a golurilor cu fază lichidă sau gazoasă se definesc unele proprietăţi ca:

Porozitatea

Totalitatea golurilor dintr-un volum de rocă se exprimă procentual din volumul total al rocii sau numai din volumul ocupat de masa solidă. Se deosebesc două tipuri de goluri într-un volum de rocă:

- goluri primare, ce reprezintă spaţiile dintre reţelele de stratificaţie la rocile sedimentare, fisurile din rocile magmatice, etc.

- goluri secundare, reprezentate de goluri rezultate prin acţiunea unor agenţi exteriori şi interiori ca: acţiunea de dizolvare a apei, fisurile provocate prin contracţie, fisuri rezultate prin acţiunea forţelor tectonice etc.

Porozitatea reprezintă raportul dintre volumul golurilor $V_g$ şi volumul total V, se notează cu n, şi se exprimă în procente.

$$n\ \% = \frac{V_g}{V} \cdot 100 \qquad \text{unde} \quad V = V_s + V_g$$

$V_s$ - volumul ocupat de solid

$V_g$ - volumul golurilor

V - volumul total

Determinarea porozităţii rocilor se face prin metoda absorbţiei, metoda volumetrică şi metoda greutăţii volumice.

Metoda absorbţiei, constă în determinarea volumului de

apă, Vw, absorbit de epruvetele uscate, de volum cunoscut V. Admiţîndu-se saturarea completă a epruvetelor, volumul de apă absorbit poate fi considerat egal cu Vg.

$$n\,\% = \frac{Vw}{V} \cdot 100 \qquad Vw = \frac{Gw}{\gamma w}$$

$$n\,\% = \frac{Gw}{\gamma w \cdot V} \cdot 100$$

Gw - greutatea apei absorbite

$\gamma w$ - greutatea specifică a apei

V - volumul epruvetei

Precizia metodei depinde de timpul disponibil de saturare a probei cu apă (saturaţie rapidă, lentă, prin vacumare sau prin presiune) precum şi de existenţa unor legături între porii rocii.

Metoda volumică - constă în stabilirea diferenţei între volumul total al rocii V şi volumul părţii solide Vs, porozitatea exprimîndu-se prin raportul:

$$n\,\% = \frac{V - Vs}{V}$$

Metoda greutăţii volumice;

Constituie o cale indirectă de determinare a porozităţii folosind relaţii de legătură între diferite tipuri de greutăţi volumice. Presupunînd determinate greutăţile volumice ale fazei solide ($\gamma s$) şi greutatea volumică a rocii în stare uscată ($\gamma d$) porozitatea poate fi exprimată după cum urmează:

$$n = \frac{Vg}{V} = \frac{V - Vs}{V} = \frac{\frac{Gd}{\gamma d} - \frac{Gs}{\gamma s}}{\frac{Gd}{\gamma d}} = \frac{Gs\left(\frac{1}{\gamma d} - \frac{1}{\gamma s}\right)}{Gs \cdot \frac{1}{\gamma d}} \Rightarrow$$

$$n\,\% = \frac{\gamma s - \gamma d}{\gamma s} \cdot 100 \quad \text{dacă admitem } Gs \cong Gd$$

sau $n\,\% = 100 - \frac{\gamma d}{\gamma s} \cdot 100$

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Indicele porilor sau cifra porilor

Indicele porilor, e, este definit de raportul dintre volumul de goluri, Vg, și volumul ocupat de solid, Vs, dintr-un anumit volum de rocă V.

$$e = \frac{Vg}{Vs}$$

Indicele porilor poate fi calculat pe bază porozității sau prin folosirea altor caracteristici fizice

$$e = \frac{Vg}{Vs} = \frac{Vg}{V - Vg} = \frac{Vg}{V(1 - \frac{Vs}{V})} = \frac{n}{1-n}$$

sau

$$e = \frac{\frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_s}}{1 - \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_s}} = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1$$

Porozitatea și cifra porilor la rocile coezive influențează defavorabil rezistența rocilor la dezagregarea fizică și chimică. Porozitatea face ca materialele de construcție să fie mai ușoare și mai căutate pentru rezistența și greutatea lor mică.

Porozitatea principalelor roci folosite în construcții

| Denumirea rocii | n % | Denumirea rocii | n % |
|---|---|---|---|
| Gresii | 5 - 25 | Granite | 0,2 - 0,5 |
| Calcare | 0,5 - 13,5 | Bazalte | 0,29 - 2,75 |
| Marmură | 0,0 - 1,13 | Porfire | 0,49 - 0,55 |

Compactitatea

Compactitatea, grad de densitate, porozitate reală a rocii sau grad de porozitate.

Ocuparea unui volum de rocă de către solid se evidențiază prin definirea compactității C, sau a grudului de densitate Kd.

- compactitatea este definită de raportul

$$C\,\% = \frac{V_s}{V} \cdot 100$$

$V_s$ - volumul efectiv ocupat de scheletul solid al rocii

$V$ - volumul aparent

Pentru majoritatea rocilor $V_s < V$, deci $C < 1$.

La rocile compacte $C = 1$

- gradul de densitate $Kd = \frac{\gamma}{\gamma_s}$

$\gamma$ - greutatea volumică a rocii

$\gamma_s$ - greutatea volumică a fazei solide

- gradul de porozitate sau porozitatea reală a rocii

$$u = 1 - Kd = 1 - \frac{\gamma}{\gamma_s}$$

Starea de alterare

Alterarea este legată direct de acţiunea agenţilor atmosferici. Fenomene ca: decolorarea rocilor, pulverizarea sau caolinizarea feldspaţilor, culoarea pămîntoasă a spărturii, mirosul de argilă prin aburire. etc., sînt semne de alterare a rocilor.

Divizibilitatea

Divizibilitatea este proprietatea rocilor de a se separa sub formă de fragmente de mărimi diferite, după direcţii determinate. Se disting patru tipuri de divizibilitate:

- divizibilitatea după stratificaţie. Rocile sedimentare se desfac după planul de stratificaţie

- divizibilitatea după sistuozitate. Se întîlneşte la mice şi se datoreşte orientării mineralelor uşor clivabile în plane paralele

- divizibilitatea după fisuri. Rocile uneori se divid în funcţie de fisurile ce s-au creat în urma dezagregării. Acest

fel de divizibilitate se întîlneşte la rocile dure.

- divizibilitatea după fracturi sau elastică se găseşte la rocile dure. Fracturile se datoresc forţelor orogenetice, iar divizibilitatea elastică se explică prin fracţurile mici producînd greutăţi la exploatarea rocilor. Această caracteristică a rocilor, divizibilitatea, este foarte importantă din punct de vedere tehnic. Exploatarea rocilor este în funcţie de această caracteristică, dar trebuie să se ţină cont şi de mărimea blocurilor exploatate. Ex: pentru construcţii se exploatează blocuri mai mari, iar pentru balastul necesar la căile ferate, pietriş mai mărunt.

Omogenitatea rocilor

Caracteristicile pe care trebuie să le aibă o rocă omogenă sînt:

- să nu aibă fisuri sau goluri umplute cu material străin;

- să nu aibă porţiuni moi sau concreţiuni tari, care complică tăierea sau dau naştere la defecte.

Omogenitatea este o caracteristică care determină condiţiile de folosire a rocilor ca material de construcţie.

Sunetul pe care-l dau rocile prin lovire cu ciocanul, dă indicaţii privind omogenitatea rocilor. O rocă omogenă are un sunet clar şi se sparge în bucăţi, iar o rocă cu defecte dă sunet surd şi se sfarmă în praf.

Umflarea rocilor

Există numeroase roci care în contact cu apa suferă o sporire de volum, fenomen numit umflare. Tehnica curentă de determinare a mărimii umflăturii constă în saturarea unei

probe în stare de umiditate naturală sau uscată prin capilaritate, măsurîndu-se sporul de lungime prin umflarea perpendicular pe direcţia stratificaţiei sau şistuozităţii şi sistemului de bază al fisuraţiei.

Coeficientul liniar de umflare liberă este:

$$\varepsilon_u = \frac{dl}{l}$$ în care

dl - variaţia lungimii probei prin saturare, de la lungimea ei iniţială

l - lungimea iniţială a probei.

Ca timp acest fenomen poate varia foarte mult de la cîteva minute pînă la un an, terminîndu-se cu distrugerea continuităţii rocii.

Un rol mare joacă aici cimentarea granulelor constituente, care permite sau nu schimbarea orientării acestora sub acţiunea tensiunilor de întindere (despicare) a apei, umflarea fiind cu atît mai redusă cu cît cimentarea este mai puternică.

Calcarele prezintă umflări reduse, în schimb argilele, şisturile, argilitele, prezintă umflări mai puternice, unele dezagregîndu-se total în urma umflării.

S-au stabilit corelaţii între indicii de goluri şi deformaţiile specifice la umflarea pentru argile şi gresii, care au un caracter liniar, cînd reprezentarea se face la scară logaritmică.

Tensiunile rezultate în urma umflării se consideră că se pot calcula cu relaţia $\sigma_u = \varepsilon_u \cdot E$, în care E - modulul lui Young, determinat pe bază de ultrasunete, înainte şi după saturarea cu apă a probei.

## Greutatea unitatii de volum

Greutăţile unităţii de volum se pot defini făcîndu-se referire la diferite faze componente ale rocii precum şi la roca în diferite condiţii privind faza lichidă.

- Greutatea specifică, $\gamma_s$, sau greutatea specifică a rocii reprezintă raportul între greutatea masei solide, $G_s$, dintr-un volum de rocă, şi volumul ocupat de acesta, $V_s$.

$$\gamma_s = \frac{G_s}{V_s} \left( cN/cm^3;\ N/cm^3;\ \frac{KN}{m^3};\ daN/m^3;\ N/m^3 \right)$$

Greutatea volumică a scheletului reprezintă greutatea unităţii de volum alcătuită numai din materialul solid fără pori sau fisuri.

Ea reprezintă o caracteristică determinată de natura chimică şi mineralogică a cristalelor ce alcătuiesc structura rocii. Pentru rocile obişnuite, $\gamma_s$ variază în limite foarte restrînse : 2,64 $cN/cm^3$ - 2,70 $cN/cm^3$.

Pentru o rocă compactă, de 1 $m^3$, greutatea medie este de 2600 daN. O greutate mai mare indică prezenţa mineralelor grele, iar o greutate sub limită, indică prezenţa materiilor organice.

Greutatea specifică a principalelor roci utilizate în construcţii.

| Denumirea rocii | $daN/dm^3$ | Denumirea rocii | $daN/dm^3$ |
|---|---|---|---|
| Gresii calcaroase | 1,98 | Cuarţite | 2,49 |
| Gresii silicioase | 2,41 | Ardezii | 2,9 |
| Calcare | 2,55 | Granite | 2,65 |
| Dolomite | 2,7 | Siemite | 2,8 |
| Sisturi cristaline | 2,8 | Gabrouri | 2,94 |
| Marmura | 2,75 | Diorite | 2,5 |

Determinarea greutății volumice a scheletului impune operațiuni atente pentru evidențierea greutății materialului solid și a volumului ocupat de acesta. In laborator se determină prin metoda picnometrului. Factorii de care depinde corectitudinea determinării sînt: precizia măsurătorilor, aparatura folosită, natura lichidului folosit și temperatura la care se face determinarea.

Calculul greutății volumice a scheletului ($\gamma_s$) se face cu relația:

$$\gamma_s = \frac{G_s}{G_s+G_1-G_2} \cdot \gamma_L^{t_o} \cdot \psi_L$$

$G_s$ = greutatea materialului solid (material uscat la temperatura de 105°C)

$G_1$ = greutatea picnometrului umplut cu lichid pînă la reperul marcat pe acesta

$G_2$ = greutatea picnometrului cu lichid și material solid.

$\gamma_L^{t_o}$ = greutatea specifică a lichidului de referință utilizat la temperatura $t_o$°C (apă, benzen, petrol lampant)

$\psi_L$ = factor de corecție pentru dilatarea lichidului de referință la temperatura $t_o$°C față de temperatura de 20°C ($\psi_L = \frac{\gamma_L^{t_o}}{\gamma_L^{20°C}}$)

Această caracteristică fizică impune o determinare atentă considerată fiind una din caracteristicile principale ce se determină, fiind folosită în calculul altor caracteristici derivate, la aprecierea porozității, compactității, gradului de porozitate, la determinarea curbei de compresiune-indicele porilor, etc.

- Greutăţi volumice ale rocii (greutăţi specifice aparente)

In definirea greutăţii volumice a rocii trebuie avut în vedere condiţiile de stare ale rocii, stare naturală cu conţinut de apă corespunzător condiţiilor din natură, stare de saturare corespunzătoare condiţiei de umplere completă a golurilor şi fisurilor cu apă, starea de submersare şi uscare, condiţii în care roca sau masivul de rocă poate să se găsească.

In acest sens se definesc:

a. greutate volumică a rocii, $\gamma$ , ce reprezintă raportul dintre greutatea rocii în condiţii naturale, G, şi volumul său aparent, V.

Volumul aparent este reprezentat de volumul ocupat cu materialul solid, $V_s$, şi golurile şi fisurile, $V_g$.

$$\gamma = \frac{G}{V} \quad (cN/cm^3;\ N/cm^3;\ N/m^3;\ daN/m^3;\ KN/m^3)$$

b. greutatea volumică în stare saturată, $\gamma_{sat}$, definită de raportul dintre greutatea rocii saturate, $G_{sat}$, şi volumul său aparent, V.

$$\gamma_{sat} = \frac{G_{sat}}{V}$$

c. greutatea volumică în stare uscată, $\gamma_d$, dată de raportul dintre greutatea rocii în stare uscată, $G_d$ ($G_s$), şi volumul său aparent, V.

$$\gamma_d = \frac{G_d}{V}$$

d. greutatea volumică a rocii în stare submersată, $\gamma'$, calculată ca raportul între greutatea rocii în condiţii submersate G' şi volumul aparent, V.

$$\gamma' = \frac{G'}{V}$$

Greutăţile volumice ale rocii pot fi determinate pe teren sau în laborator, sau pot fi calculate folosind o serie de relaţii de legătură între diferite caracteristici.

In laborator greutăţile volumice ale rocii se determină pe epruvete pentru care se asigură condiţiile de stare preconizate şi prin cîntărirea şi determinarea volumului aparent se poate calcula mărimea acestora.

Pentru determinarea volumului aparent pot fi utilizate măsurătorile directe ale epruvetelor, metoda cu balanţa hidrostatică pe probe saturate şi metoda cu balanţa hidrostatică pe epruvete în stare uscată şi parafinate.

Măsurătorile directe se efectuează pentru epruvetele cubice sau cilindrice, determinînd cît mai precis elementele geometrice (laturi, diametru, înălţime) ce permit calculul volumului epruvetei (ce constituie volumul aparent).

Metoda cu balanţa hidrostatică, pentru probe saturate sau uscate şi parafinate, presupune măsurători ale greutăţii epruvetelor (probelor) în aer şi sub apă.

Volumul aparent, V, se calculează cu relaţiile:

- epruvete saturate: $V = \frac{G_1 - G_2}{\gamma_w}$

$G_1$ = greutatea epruvetei în aer

$G_2$ = greutatea epruvetei în apă distilată

$\gamma_w$ = greutatea specifică a apei distilate.

- epruvete în stare uscată şi parafinate:

$$V = \frac{G_1 - G_2}{\gamma_w} - \frac{G_1 - G_2}{\gamma_p}$$

$G_1$ = greutatea epruvetei parafinate în aer;

$G_2$ = greutatea epruvetei parafinate sub apă;

G = greutatea epruvetei uscate;

$\gamma_w$ = greutatea specifică a apei distilate ($1 \frac{gN}{cm^3}$);

$\gamma_p$ = greutatea specifică a parafinei;

$$(\gamma_p = 0,92 \frac{gN}{cm^3});$$

Greutatea volumică a rocilor se determină pentru cunoașterea greutății lor, cînd aceasta intervine ca sarcină sau dă împingeri laterale. Ea se determină pentru transportul de materiale și la calculul volumelor porilor. După greutatea specifică aparentă rocile se clasifică în:

- semigrele $\gamma = 1,5 - 2$ (gresii) calcaroase
- grele $\gamma = 2,5 - 3$ (calcare, dolomite, roci eruptive, metamorfice)
- foarte grele $\gamma = 3$ (bazalte, minereuri)

Greutatea specifică aparentă a principalelor roci utilizate în construcții.

| Denumirea rocii | daN/dm$^3$ | Denumirea rocii | daN/dm$^3$ |
|---|---|---|---|
| Gresii | 1,9 - 2,7 | Bazalte | 2,6 - 3,3 |
| Calcare | 1,9 - 2,8 | Diabaze | 2,7 - 3,3 |
| Dolomite | 2,1 - 2,9 | Tufuri vulcanice | 1,8 - 2,0 |
| Granite | 2,3 - 2,7 | Gnaise | 2,6 - 3 |
| Gabrouri | 2,5 - 2,9 | Amfibolite | 2,7 - 3 |

3.1.4. Apa în rocile tari

In rocile tari apa se găsește în porii rocii, în fisurile ei, în materialul de umplutură a acestor fisuri, sau de pe pereții fisurii. Ea se poate găsi sub formele în care se găsește și în rocile moi.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Trebuie făcută menţiunea că apa capilară se poate găsi în fisuri a căror deschidere variază între 0,254 mm şi 0,0001 mm. Mişcarea apei are loc prin sistemele de fisuri din masiv.

La un masiv alcătuit din roci stîncoase sau semistîncoase apa se poate găsi în:

- porii stîncii
- porii materialului de pe pereţii crăpăturilor şi din materialul care eventual umple aceste crăpături.
- în golurile, fisurile şi crăpăturile stîncii, la un nivel care este funcţie de nivelul apei din masiv. Cantitatea de apă conţinută în masiv şi nivelul ei sînt supuse unei continui variaţii care este dictată de permeabilitatea, capacitatea şi absorbţie şi de primire a apei. Ea cantitativ depinde de volumul fisurilor şi gradul de fragmentare dat prin reţeaua de fisuri. Luarea în considerare a prezenţei apei în fisuri joacă un rol deosebit în aprecierea stabilităţii taluzelor şi a capacităţii portante a unui teren stîncos.

Prezenţa apei şi mişcarea ei influenţează în foarte mare măsură atît proprietăţile materialului din care este alcătuit masivul cît şi masivul în ansamblul său.

Din practică s-a constatat că masivul muntos poate primi o cantitate mare apă, comparată cu roca din care este alcătuit, aceasta datorită faptului că volumul golurilor dat de fisuri şi crăpături fără materiale de umplutură poate ajunge pînă la 40 % din volumul total al masivului.

Dacă indicele de fragmentare pentru trei grupe de crăpături este $K_a = \frac{1}{d_a}$ ; $K_b = \frac{1}{d_b}$ şi $K_c = \frac{1}{d_c}$ ; cînd $\left\{ \begin{matrix} K \\ a \end{matrix} \right. = \left\{ \begin{matrix} K \\ b \end{matrix} \right. = \left\{ \begin{matrix} K \\ c \end{matrix} \right. = e$ şi deschiderile lor medii corespunzătoare sînt $f_a$, $f_b$ şi $f_c$ exprimate în milimetri, volumul acestor goluri va fi:

$$V_g = \frac{1}{1.000}\left[ f_a \cdot K_a \cdot \gamma_{pa} + f_b \cdot K_b \cdot \gamma_{pb} + f_c \cdot K_c \cdot \gamma_{pc} \right]$$

Exprimat în procente

$$V_g = \frac{1}{1o} \sum ( f_i \cdot K_i \cdot \gamma_{pi})$$

In cazul în care fisurile sînt umplute complet cu un material avînd o porozitate n, volumul de goluri va fi raportul dintre volumul de goluri al materialului de umplutură raportat la volumul total al crăpăturii.

$$V_g = n \cdot \frac{1}{1o} \sum ( f_i \cdot K_i \cdot \gamma_{pi} )$$

Acest volum în momentul în care este complet saturat cu apă ne dă capacitatea de preluare a apei de către masiv.

Apa din porii materialului de bază reduce rezistenţa rocii în general, cît şi cea la exploatare, mai ales dacă se află sub presiune.

Apa din pori aflată în materialul de umplutură, lipsită de presiune, poate duce la reducerea consistenţei acestui material dacă este argilos şi în acelaşi timp are şi un efect negativ prin reducerea mărimii tensiunii normale, la fel ca apa din pori sub presiune dintr-un pămînt. Ea poate de asemenea în anumite roci argiloase (care conţin montmorillonit) să provoace umflături, sau în cazul împiedicării acestora, presiuni de umflare ridicate.

Aceste fenomene pot duce la lichefierea materialului de umplutură, la sarcini dinamice, deosebit de periculoase pentru stabilitatea masivului.

Apa din fisuri acţionează prin efectul ei hidrostatic prin reducerea greutăţii fragmentelor de rocă, precum şi prin efectul ei de pană, reducînd tensiunile normale pe suprafeţele

de contact.

Trebuie menţionat că fenomenul apare şi în fisuri de dimensiuni foarte mici. In masiv funcţie de deschiderea fisurilor în care se mişcă, presiunea statică a apei are valori foarte diferite din cauza termenului dinamic, din ecuaţia de curgere a lui Bernoulli.

Apa reduce rezistenţa la compresiune a masivului, precum şi rezistenţa sa la forfecare.

De asemenea ea favorizează deformabilitatea masivului. La fel, nu se poate neglija efectul chimic al apei asupra masivului mai ales dacă acesta este constituit din calcare, gipsuri sau anhidrite.

Pentru evidenţierea conţinutului de apă şi a capacităţii de reţinere sau cedare a apei sînt definite următoarele proprietăţi fizice:

Umiditatea

Exprimă conţinutul natural de apă în procente în raport cu greutatea fazei solide şi este definită de raportul

$$W\,\% = \frac{Gw}{Gs} \cdot 100$$

Gw - greutatea apei din pori, fisuri, pierdută prin uscare la temperatura de 105°C.

Gs - greutatea rocii în stare uscată ( prin uscare se presupune că se pierde întreg conţinutul de apă).

In laborator umiditatea se determină prin cîntărirea unor probe de rocă cu umiditate naturală înainte de uscare şi apoi prin cîntărirea lor după uscare la 105°C. Umiditatea se exprimă printr-un raport de tipul:

$$W\% = \frac{A - B}{B - C} \cdot 100 \quad \text{unde}$$

A - greutatea rocii cu umiditate naturală
B - greutatea rocii în stare uscată
C - tara-recipientul pe care se așează epruveta.

Necesitatea cunoașterii umidității este impusă de faptul că apa constituie unul din factorii principali ai fenomenului de dezagregare - alterare a rocilor și modifică condițiile de stare și proprietățile de rezistență ale acestora.

Umiditatea de saturație-Wsat

Umiditatea de saturație, sau maximă, corespunde momentului saturării rocii cu apă, ocupării integrale a volumului de goluri din rocă. Umiditatea de saturație este definită de raportul:

$$Wsat\ \% = \frac{Gwsat}{Gs} \cdot 100$$

$$Wsat = \frac{Vg.\gamma w}{Vs\,\gamma s} = \frac{e.\gamma w}{\gamma s}$$

$\gamma w$ - greutatea specifică a apei
$\gamma s$ - greutatea volumică a fazei solide

Gradul de umiditate, Sr.

Gradul de umiditate sau saturație, Sr, este raportul dintre umiditatea rocii în stare naturală și umiditatea acesteia și roci în stare saturată.

$$Sr = \frac{W}{Wsat} = \frac{W.\gamma s}{e.\gamma w}$$

Gradul de umiditate arată cîtă apă poate primi roca pentru a deveni saturată.

In funcție de gradul de umiditate rocile pot fi:

- uscate $0 < Sr \leq 0,4$
- umede $0,4 < Sr \leq 0,8$
- foarte umede $0,8 < Sr \leq 0,9$
- practic saturate $0,9 < Sr \leq 1,0$

Gradul de saturaţie a unor roci.

| Denumirea rocii | Sr | Denumirea rocii | Sr |
|---|---|---|---|
| Ardezie | 0.509 - 0.931 | Gresii | 0.497 - 0.905 |
| Bazalte | 0.647 - 0.915 | Porfire | 0.744 - 0.885 |
| Calcare | 0.300 - 0.994 | Tufuri vulcanice | 0.694 - 0,867 |
| Granite | 0.565 - 0.855 | | |

Absorbţia de apă şi cedarea de apă

Proprietatea rocilor de a absorbi apă se numeşte capacitate de absorbţie sau capacitate de îmbibare. Absorbţia de apa se exprimă în procente faţă de greutatea sau volumul rocii uscate.

$$a\ \% = \frac{Gi - Gd}{Gd} \cdot 100$$

Gi - greutatea probei după absorbţie în diferite condiţii de presiune.

Gd - greutatea probei uscate.

Absorbţia de apă depinde de condiţiile de presiune, determinarea acesteia făcîndu-se în următoarele situaţii:

- la presiune normală
- la presiune de 20 mm coloană mercur
- prin fierbere
- la presiune de 150 daN/cm$^2$ [≈15000 K Pa]

La presiune normală scufundarea rapidă sau lentă în apă a epruvetelor cu lăsarea timpului necesar (4-24 ore) pînă se ajunge la greutate constantă, conduce la o umplere a porilor în proporţie de 45-80 %. Perii fini nu sînt ocupaţi de apă şi rămîn umpluţi cu aer.

Realizarea presiunii de 20 mm coloană Hg, presupune folosirea unei instalaţii de vacuum, ceea ce dă posibilitatea

umplerii golurilor în proporţie de 80-90 %.

Absorbţia la presiuni de 50-150 atm, timp de 24 ore, dă posibilitatea ocupării aproape integrale a porilor, cu excepţia celor închişi

In legătură cu absorbţia de apă poate fi definit coeficientul de saturaţie $C$, dat de raportul dintre absorbţie de apă la presiune normală, în procente, şi absorbţia de apă la presiune de 150 atm. Coeficientul de saturaţie, c, se determină în scopul studiului rezistenţei la îngheţ, coeficientul de gelivitate, fiind direct proporţional cu coeficientul de saturaţie.

Valori ale absorbţiei şi coeficientului de saturaţie pentru cîteva tipuri de roci.

| Denumirea rocii | Presiunea normală a | a p=150 atm | Coeficient de saturaţie |
|---|---|---|---|
| Grăsii | 1.92 - 7.81 | 2.75 - 12.85 | 0.487 - 0.908 |
| Calcare | 0.39 - 7.88 | 0.58 - 21.19 | 0.300 - 0.944 |
| Ardezii | 0.55 - 1.10 | 0.70 - 2.16 | 0.694 - 0.867 |
| Tuf.vulcanic | 0.20 - 25.41 | 12.29 - 33.75 | 0.594 - 0.863 |
| Bazalt | 0.27 - 1.07 | 0.39 - 1.17 | 0.647 - 0.915 |
| Granit | 0.57 - 0.91 | 0.69 - 1.31 | 0.565 - 0.855 |

Cedarea de apă

Cedarea de apă reprezintă un fenomen invers absorbţiei de apă, reprezentînd cantitatea de apă, în procente, faţă de greutatea rocii saturate în prealabil. Cedarea de apă se defineşte şi se determină numai sub presiune normală. Relaţia de definire a cedării de apă este:

$$Kd\ \% = a' = \frac{G1 - G}{G} \cdot 100$$

a' - cantitatea de apă cedată, în procente față de greutatea epruvetelor după cedarea apei.

G1 - greutatea epruvetelor după cedarea apei.

Higroscopicitatea

Proprietatea rocilor de a absorbi și reține o oarecare cantitate de apă se numește higroscopicitate.

Această proprietate variază în funcție de natura și porozitatea rocilor și poate fi:

- mare, cînd toți porii și fisurile se umplu cu apă
- mică, cînd apa este în cantitate mică și reținută numai datorită forțelor de absorbție.

Coeficientul de higroscopicitate al unei roci, este greutatea apei absorbită de rocă, pe unitate de suprafață, în unitate de timp.

El se determină pe epruvete de rocă, în formă de cub. Acest coeficient se obține raportînd diferența de greutate între starea umedă și uscată a unui cub la suprafața lui și la timpul necesar pentru absorbția umezelii.

$$Ch = \frac{G - Gd}{S \cdot t}$$

Ch - coeficient de higroscopicitate

Gd - greutatea constantă a probei uscate la 105°C.

G - greutatea probei în stare umedă

t - timpul

S - suprafața probei.

Permeabilitatea rocilor tari

Permeabilitatea este proprietatea rocilor de a permite circulația apei și a aerului cu ușurință prin porii și fisurile lor.

Cantitativ, permeabilitatea se apreciază prin definirea coeficientului de permeabilitate K, ce reprezintă debitul ce străbate o secţiune unitară de rocă, în unitatea de timp la un gradient hidraulic unitar ($\ell$/s, $m^3$/s). De asemenea coeficientul de permeabilitate poate fi definit ca fiind viteza de deplasare a curentului de apă prin roc㠠la un gradient hidraulic unitar (cm/s, m/24h ).

Determinarea permeabilităţii la rocile tari este mult mai dificilă decît la rocile moi, deoarece se impun debite foarte mici, debite mari putînd produce schimbări nedorite în structura rocii (levigări, dizolvări).

Deplasarea apei are loc sub acţiunea unor diferenţe de presiune (gradienţi hidraulici). Coeficientul de permeabilitate pentru un masiv diferă mult de cel al materialului de bază caracterizat prin porozitate şi eventual microfisuri.

In masiv el depinde de gradul de fisurare al rocii, formă, stratificaţie, structură şi textură, procentul de fisuri, deschiderea fisurilor, rugozitatea pereţilor fisurilor, gradul de fragmentare, vîscozitatea lichidului.

Capacitatea de filtrare a unei roci tari se datoreşte microfisurilor şi fisurilor fine (filtraţie primară) şi fisurilor fine şi mari (filtraţie secundară). Fisuraţia secundară poate fi determinată numai în situ.

Filtraţia trebuie studiată ca o funcţie de presiune şi timp şi poate varia în raport cu fenomenele pe care le produce în rocă. Incercările se fac pe probe saturate cu apă.

Coeficientul de filtraţie se determină cu relaţia:

$$K = \frac{Q \cdot L}{P \cdot A}$$

Q - debitul care a străbătut proba

L - lungimea probei

A - secţiunea transversală a probei

$\Delta p$ - diferenţa de presiune la cele două capete ale probei.

Golurile în roci nefiind în general legate între ele, au o permeabilitate foarte redusă, astfel că permeabilitatea masivului nu este influenţată de permeabilitatea rocii. Zonele de dizlocări lucrează ca nişte drenuri. Milonitele pot mări această permeabilitate sau o pot micşora. Rocile poroase au o permeabilitate mai omogenă decît rocile fisurate. In schimb circulaţia are loc după diferite sisteme de fisuri, avînd un caracter preferenţial, putînd varia de 10 ... 1000 ori.

S-a constatat că în timp permeabilitatea poate să crească sau să scadă datorită schimbărilor de nivel a apei şi a colmatării sau a sufozionării în timp a fisurilor.

S-a constatat că forma golurilor din rocă are o influenţă asupra mărimii filtraţiei. La goluri sferice sau eliptice, mărimea coeficientului de filtraţie depinde puţin de mărimea presiunii apei, pe cînd la microfisuri de formă alungită scade cu creşterea presiunii.

Legea lui Darcy pentru curgerea laminară se poate admite cînd fisurile sînt mici, avînd în vedere legătura dintre permeabilitate şi fisuraţie, încercările de permeabilitate constituie o măsură a gradului de fisurare a rocilor.

In laborator permeabilitatea se determină folosind în acest scop filtrarea radială prin epruvete.

Incercările la scară naturală se bazează pe calculul pierderii de apă la o presiune relativă de 10 atm., unităţi denumite lugeon.

S-a constatat că influenţa variaţiei diametrului obişnuit al forajelor este de numai ± 10 % din valoarea permeabilităţii. Acest tip de încercare prezintă inconvenientul că presiunea mare poate duce deschiderea fisurilor şi de asemenea, în masive cu roci solubile, permeabilitatea creşte în timp.

Deplasarea apei prin fisuri este intermediară între regimul laminar şi turbulent.

Cînd fisuraţia este densă, permeabilitatea se determină prin turnare de apă în puţuri şi foraje.

Cînd fisuraţia este slabă sau lipseşte, coeficientul de permeabilitate se determină prin pompări experimentale. La rocile sedimentare şi cristaline permeabilitatea va fi mai mare în direcţia paralelă cu stratificaţia şi mai mică perpendicular pe aceasta.

Rocile prezintă în general coeficienţi reduşi de permeabilitate: gresii 0,09 - 0,1 cm/s.

calcare compacte 0,015 - 0,15 cm/s.

Rocile poroase sînt permeabile nu numai pentru apă, dar şi pentru aer. De exemplu dacă printr-o gresie uscată se trimite un curent de aer, iar în partea opusă se ţine o lumînare aprinsă, aerul care traversează gresia poate stinge lumînarea.

Pentru rocile stîncoase în afară de filtraţia longitudinală prezintă un interes deosebit şi filtraţia radială. Aceasta poate fi convergentă spre un anumit ax de simetrie sau divergentă. In primul caz tensiunile interioare din rocă au fost de compresiune, iar în al doilea caz de întindere, ambele proporţionale cu presiunea "p" la care este supusă roca.

S-a observat că pentru o rocă cu pori închişi, coeficientul de filtraţie a fost acelaşi atît pentru filtraţia convergen

cît și cea divergentă, fenomenul avînd caracter reversibil pînă la apariția și dezvoltarea unor deformații de întindere în rocă (calcar). La roci fisurate coeficientul de fisurație scade brusc cu creșterea presiunii. In domeniul tensiunilor de întindere, caracterul fenomenului nu este reversibil spre deosebire de tensiunile de compresiune, cînd acest fenomen are un caracter reversibil, valoarea lui crescînd cu sporul tensiunilor de întindere. Trecînd de la tensiunile de întindere la cele de compresiune, caracterul fenomenului devine iar reversibil.

Din experiențele făcute rezultă că permeabilitatea depinde nu numai de gradient, dar la fel de mult de valoarea absolută a presiunii și că legea lui Darcy este valabilă și la roci tari.

Permeabilitatea masivului și capacitatea sa de preluare a apei determină mărimea presiunii apei din pori și variația ei ca loc și timp.

Dacă ambele sînt mari, vom avea o linie piezometrică puțin înclinată. Presiunea statică va fi mică, presiunea de curgere mare în numeroase cazuri. Intersectînd cu o galerie un astfel de masiv, vom avea infiltrații puternice de scurtă durată. Cînd capacitatea de preluare a apei este mare, dar permeabilitatea mică, linia piezometrică are o pantă mare, presiunea în stare de repaos va fi mai mare iar cea de curgere mai mică. Infiltrațiile vor fi mai puțin puternice dar se vor prelungi pe un interval de timp mai lung. In această situație efectul presiunii hidrostatice a apei asupra masivului este mare, ceea ce influențează în mod defavorabil stabilitatea.

La permeabilitate mare și capacitate de reținere redusă, avem infiltrații cu debite mari, de intensitate mică și durată

secură, astfel că nu se pot aştepta influenţe nefavorabile asupra stabilităţii.

Cînd ambele sînt reduse comportarea este ca în cazul al doilea, dar cu un grad de periculozitate mai mic şi nefavorabil în special în cazul unor taluzuri cu alcătuire nefavorabilă (privind fisuraţia).

Presiunea apei din pori din materialul de umplutură se adaptează presiunii din fisură dacă aceasta rămîne constantă un interval de timp mai lung. Cînd variaţiile presiunii apei din fisură sînt bruşte, presiunea apei din pori diferă de cea din fisură luînd naştere subpresiuni sau supraspresiuni după caz, care sînt periculoase pentru stabilitate, cînd avem sarcini dinamice.

Permeabilitatea masivului muntos, diferă de permeabilitatea materialului de bază.

Ea depinde de:

- procentul de fisuri
- deschiderea fisurilor
- netezimea (sau rugozitatea) pereţilor fisurilor
- gradul de fragmentare

In timp s-a constatat că permeabilitatea poate să crească sau să scadă.

Legea lui Darcy se admite cînd fisurile sînt mici.

Viteza reală de curgere a apei prin fisuri se admite că ar avea valoare:

$$v_r = \frac{\dfrac{1}{1000} \cdot \sum ( f_i \cdot K_i \cdot \sin \alpha_{pi} )}{\dfrac{1}{1000} \cdot \sum ( f_i \cdot K_i \cdot \sin \alpha_{pi} )}$$

$\alpha_{pi}$ - se ia perpendicular pe direcţia de curgere.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin existenţa apei în masiv, se va face resimţită şi efectul ei de subpresiune. Ea poate fi considerată ca suma vectorială a presiunilor hidrostatice.

Intr-o structură fisurată această presiune acţionează asupra tuturor feţelor, indiferent de mărimea crăpăturilor.

Dacă un bloc submersat este înconjurat de fisuri continui, greutatea sa are expresia $G' = V(\gamma - 1)$.

Dacă fisurile nu sînt continui suprafaţa care este expusă presiunii are valoarea $A' = A \cdot \mathcal{K}_p$.

La fisuri verticale media statistică a presiunii este zero indiferent de gradul de fragmentare.

La fisuri orizontale gradul de fragmentare are un efect integral, subpresiunea fiind diferenţa între presiunea apei din crăpăturile de la partea de sus şi de jos a blocului.

Din punct de vedere statistic se presupune că gradul de fragmentare este acelaşi în ambele zone.

$$S = A\,\mathcal{K}_{pu}\,\gamma_w\,h_a - A\,\mathcal{K}_{pu}\,\gamma_w\,h_b = A \cdot \gamma_w\,\mathcal{K}_{pü}\,(h_a - h_b)$$

$$G' = V \cdot \gamma - S = V\left(\gamma - \frac{S}{V}\right) = V\left[\gamma - \frac{A \cdot \gamma_w\,\mathcal{K}_{pü}(h_a - h_b)}{V}\right]$$

de unde:

$$G' = V(\gamma - \gamma_w \cdot \mathcal{K}_{pü})$$

La o poziţie oblică a fisurilor, cele arătate sînt valabile pentru proiecţiile orizontale, ale suprafeţelor acestor fisuri.

Se poate că din cauza nesimetriei subpresiunii la blocuri mari să apară şi momente, care la blocurile mici se neglijează. Blocul nefiind udat pe toate părţile în mod uniform, apare un centru de presiune al volumului de lichid deslocuit.

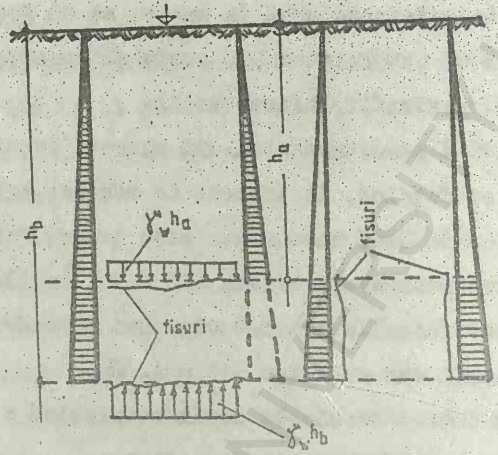



Fig. 3.10. Presiunea hidrostatica a apei intr-un masiv stîncos

3.1.5. Forţele de legătură ale rocilor tari

La rocile tari forţa de legătură care asigură continuitatea unui corp de fisuraţie poartă denumirea de coeziune, ea opunîndu-se la desprinderea unor fragmente de rocă din cadrul corpului, în cazul acţiunii unor forţe exterioare care depăşesc mărimea acestor forţe de legătură.

Distingem o coeziune moleculară sau de reţea care depinde de aranjamentul moleculelor sau atomilor şi de atracţia lor reciprocă în reţeaua cristalină şi o coeziune de aderenţă care ţine strîns legate cristalele sau granulele componente ale rocii respective, prin forţe de coeziune dintre particule direct sau dintre acestea şi cimentul de legătură care alcătuieşte masa de cimentare.

BCU/MS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.1.6. Proprietăţile termice ale rocilor tari

Ca şi la scheletul rocilor moi, la rocile tari se poate defini o conductivitate termică. Cristalele au o conductivitate termică care diferă după direcţia de propagare a căldurii, fiind mai mare după axa optică principală a acestora.

In cazul rocilor, căldura este nevoită să treacă într-o anumită direcţie prin minerale diferit orientate şi prin pori. La transmiterea căldurii de la o particulă la alta a unei roci, care au conductivităţi termice diferite, are importanţă aşa-zisa conductivitate termică exterioară, care depinde de forma şi dimensiunile particulelor respective şi de felul contactului dintre ele. Conductivitatea termică exterioară reprezintă cantitatea de căldură pe care o pierde unitatea de suprafaţă a contactului dintre două particule ale unei roci în unitatea de timp, în cazul cînd diferenţa de temperatură între aceste particule este $1^{o}C$.

Sulfurile şi oxizii metalelor grele cu o conductivitate termică relativ mare, conductivitatea termică a oxizilor fiind de cca 100 ori mai mică decît cea a metalelor respective.

Minerale ca sarea, talc, feldspat, cuarţ au conductivităţi termice cuprinse între 0,027 ... 0,0057 $cal/cm^{-1} s^{-1} grad^{-1}$

Rocile magmatice, metamorfice şi sedimentare au conductivităţi cuprinse între 0,002 ... 0,009 $cal/cm^{-1} s^{-1} grad^{-1}$.

S-a constatat că creşterea porozităţii reduce conductivitatea termică, creşterea umidităţii ducînd la sporirea ei.

3.1.7. Proprietăţi electrice ale rocilor tari.

Ele sînt foarte utile pentru aplicarea metodelor geoelectrice de prospectare a terenului de fundare, bazîndu-se pe conductibilităţile diferite pe care le au rocile.

Majoritatea mineralelor din care sînt alcătuite rocile sînt rău conducătoare de electricitate, cu rezistenţe specifice de $10^{8}$ pînă la $10^{14}$ $\Omega$m. Mineralele metalice prezintă însă rezistenţe specifice de $10^{-4}$ $\Omega$ m.

Conductibilitatea rocii tari, a cărei volum de pori este în general foarte mic, depinde de procentul mineralelor care alcătuiesc roca respectivă (la roci poliminerale) şi de structură.

Un schelet continuu de minerale conductibile are ca efect o bună conductibilitate a rocii. In general nu se poate neglija volumul porilor, chiar dacă este mic.

Variaţii în conductibilitate indică pe lîngă schimbări în natura rocii şi existenţa unor discontinuităţi în masa masivului ca fisuri, goluri, zone cu porozităţi mai ridicate.

## 3.2. Proprietăţile mecanice ale rocilor tari şi ale masivului

### 3.2.1. Rezistenţa rocilor tari şi a masivului

Contrar concepţiei că un masiv, mai ales dacă este alcătuit din roci tari, ar fi un mediu continuu, acesta se prezintă sub forma unui sistem de mai multe corpuri, separate parţial sau total prin fisuri, crăpături sau alte discontinuităţi.

Existenţa acestei fragmentări influenţează foarte mult proprietăţile ansamblului, astfel că trebuie făcută o distincţie între proprietăţile masivului luat în ansamblu şi cele ale rocii din care este alcătuit. Roca din punct de vedere petrografic

poate fi identică, dar condiţiile de zăcămînt specifice pot face ca un masiv în ansamblu să difere foarte mult de altul. Astfel roca poate avea o rezistenţă la compresiune cuprinsă între 500-2000 daN/cm$^2$, iar masivul de 50...300 daN/cm$^2$.

Pentru a reflecta cît se poate de corect proprietăţile masivului probele luate trebuie să aibă anumite dimensiuni care să prindă şi fisuraţia fină care se întîlneşte între sistemele de fisuri principale şi care creează o anumită neomogenitate şi anizotropie pe zonele mici cuprinse între sistemele principale de fisuri.

Dacă se consideră masivul în ansamblu, materialul situat între fisurile principale poate fi considerat cvasiomogen şi cvasiizotrop, ipoteză care nu mai poate fi acceptată în cazul în care considerăm o zonă restrînsă între fisurile principale.

Din acest motiv determinarea caracteristicilor de rezistenţă se poate face pe aşa-zisul material de bază (roca nefisurată sau roca dintre fisurile principale), în laborator folosind anumite procedee adecvate. Pentru masivul în ansamblu se vor impune experimente la scară mare sau chiar la scară naturală, după specificul construcţiei care urmează a fi realizată.

In ceea ce priveşte modul în care trebuie organizate experimentările se impune o cunoaştere precisă a extinderii domeniului în care construcţia va veni în contact cu masivul, chiar dacă roca intactă sau cea avînd microfisuri nu reflectă comportarea masivului în ansamblu, totuşi se poate da unele indicaţii preţioase în legătură cu proprietăţile sale.

Datorită acestui fapt este important să cunoaştem în primul rînd principalele proprietăţi fizico-mecanice ale rocii

de bază, care influenţează în mare măsură prin structura şi textura care o caracterizează.

Proprietăţile mecanice ale rocii de bază se referă la deformabilitatea şi rezistenţa rocii lipsite de microfisuri, avînd o anumită alcătuire petrografică, precum şi a rocii care în masa ei prezintă microfisuri, o stratificaţie sau o şistuozitate.

Pentru a putea caracteriza masivul pe lîngă cunoaşterea proprietăţilor materialului de bază mai trebuie cunoscute, stratificaţia, şistuozitatea şi fisuraţia (inclusiv felul fisurilor, orientarea şi deschiderea lor, frecvenţa fisurilor, materialul de umplutură), efectul apei, starea de tensiuni din masiv şi efectul factorului timp.

Spre deosebire de proprietăţile masivului în ansamblu, proprietăţile materialului de bază au fost pînă în prezent analizate foarte amănunţit.

Ele pot influenţa comportarea masivului (o rocă de bază plastică va avea ca efect o comportare plastică a masivului) fără a reprezenta însă factorul principal care să determine proprietăţile mecanice ale acestuia.

### 3.2.2. Proprietăţile de rezistenţă ale rocilor determinate pe epruvete

Rezistenţa la eforturi mecanice este rezistenţa ce o opun particulele componente ale unei roci la acţiunea unor solicitări exterioare care au tendinţa de a învinge forţele de coeziune dintre ele sau a substanţei care le leagă.

După felul solicitării se disting:

- rezistenţa la compresiune
- rezistenţa la tracţiune
- rezistenţa la forfecare
- rezistenţa la încovoiere
- rezistenţa la şoc
- rezistenţa uzură
- rezistenţa la forare respectiv perforare.

Determinarea acestor rezistenţe se face pe epruvete în laborator. Ele se pot efectua printr-o încercare lentă (sarcini statice) sau o încărcare aplicată într-un timp scurt (încercare dinamică). De asemenea încercarea se poate efectua pentru diferite stări de tensiune care iau naştere în epruvetă (monoaxială, triaxială) precum şi pentru diferite forme ale epruvetelor, atît ca dimensiuni, cît şi ca corpuri geometrice (diferite rapoarte între laturile epruvetei şi forme cubice, prismatice, cilindrice, piscoturi, prisme, plăci etc.)

In ceea ce priveşte dependenţa duratei pînă la rupere a unei epruvete ea poate fi exprimată cu relaţia

$$T = A \cdot e^{-\alpha \sigma}$$ în care

T - timpul

A şi $\alpha$ - parametrii specifici materialului încercat

$\sigma$ - tensiunea la care se produce ruperea

Timpul necesar unei încercări se poate determina cu relaţia: $T = \frac{N}{l^2 p}$ în care

N - forţa de compresiune care se ia 1000 daN.

l - lungimea muchiei epruvetei (cub) în cm.

p - viteza de creştere a tensiunii în daN/cm$^2$.s.

Pentru ca încercarea epruvetelor să fie uniformă şi continuă trebuie asigurată relaţia $Ps = l^2 \cdot p$.

Incercările se fac cu epruvete în stare uscată, la umiditate naturală, umiditate relativă (a epruvetei după prelucrare pînă la încercare) în stare saturată, şi la îngheţ-dezgheţ repetat.

Dimensiunile epruvetelor, forma lor, tehnica de încercare, aparatura folosită şi nivelul de interpretare şi valorificare a datelor experimentale sînt stabilite prin standardele în vigoare la noi în ţară.

Rezistenţa la compresiune a rocii se determină pentru următoarele situaţii:

- Rezistenţa de rupere la compresiune în stare uscată $\sigma_{r.c.u}$ (uscată la + 105°c)
- Rezistenţa de rupere la compresiune în stare saturată $\sigma_{r.c.s.}$ ne permite ca împreună cu rezistenţa de rupere la compresiune în stare uscată să difinim, coeficientul de înmuiere $\eta$

$$\eta\,\% = \frac{\sigma_{rcu} - \sigma_{rcs}}{\sigma_{rcu}} \cdot 100$$

care ne pune în evidenţă influenţa apei asupra rezistenţei la compresiune a rocii.

- Rezistenţa de rupere la compresiune după un număr de cicluri succesive de îngheţ - dezgheţ. $\sigma_{r.c.i}$, care ne permite ca împreună cu rezistenţa la compresiune în stare uscată să definim coeficientul de gelivitate $\eta_g\,\%$

$$\eta_g\,\% = \frac{\sigma_{r.c.u} - \sigma_{r.c.i}}{\sigma_{r.c.u}} \cdot 100$$

Deosebit de sensibile la îngheţ sînt rocile fisurate, cu porozitate mare şi absorbţie de apă la presiune normală,

rocile cristaline cu cristale de dimensiuni mari şi cele conţinînd argilă.

Rezistenţa la rupere prin tracţiune $\sigma$ r.t. reprezintă în general aproximativ $\frac{1}{8} \div \frac{1}{60}$ din rezistenţa la rupere prin compresiune funcţie de natura petrografică a rocii. Ea este valoarea cea mai mică a rezistenţei unei roci.

Rezistenţa de rupere la încovoiere $\sigma$ r.î. reprezintă aproximativ $\frac{1}{2} \ldots \frac{1}{12}$ din rezistenţa la rupere la compresiune funcţie de natura petrografică a rocii.

Rezistenţa de rupere la forfecare $\sigma$ r.f. reprezintă $\frac{1}{5} \ldots \frac{1}{20}$ din rezistenţa de rupere la compresiune funcţie de natura petrografică a rocii.

Rezistenţa de rupere la şoc $\sigma$ r.ş. este lucrul mecanic necesar pentru a sfărîma un $cm^3$ de rocă.

Rezistenţa la uzură $\sigma$ uz reprezintă pierderea de greutate a unei epruvete în urma uzurii la care a fost supusă.

Ea se determină cu relaţia:

$$\sigma uz = \frac{Gi - Gf}{2} \%$$ în care

Gi = greutatea iniţială a rocii

Gf = greutatea sa finală după ce uzura a fost încheiată; sau prin alţi indici specifici de încercat ca pierderea de volum, grosimea cu cît s-au redus dimensiunile iniţiale, pierderea în greutate a elementelor care au produs uzura, compactarea curbelor granulometrice înainte şi după încercare, masa materialului mărunt rezultat, mai mică decît o valoare standardizată.

Realizarea uzurii are loc prin abrazivitate (uzura suferită de un corp care se freacă de alt corp)

atriţiune (abraziunea produsă de frecarea unor bucăţi de roci şi între ele). S-a constatat că rezistenţa la atriţiune poate fi corelată cu rezistenţa de rupere la compresiune a rocii respective.

$$\sigma_{uz} = \frac{\sigma_{r.c}}{10}$$

Diferenţele de rezistenţă a rocilor la diferitele solicitări se explică prin comportarea diferită a acestora la rupere.

La compresiune şi forfecare are loc strivirea particulelor componente ale rocii (cristale sau granule) cu detaşarea laterală respectiv alunecarea părţilor rupte, prin învingerea coeziunii de reţea şi a coeziunii de aderenţă.

La tracţiune se opune solicitării numai coeziunea de aderenţă.

Duritatea rocilor tari

Duritatea este o proprietate fizică a rocilor determinată de structura lor cristalină, prin coeziunea de aderenţă a mineralelor componente şi reprezintă comportarea rocii la încercarea de pătrundere în masa sa a unui corp tare.

Duritatea, deşi este o caracteristică constantă a aceluiaşi material sau aceleiaşi roci, este o mărime ce poate să se modifice chiar în cadrul aceleiaşi suprafeţe de rocă în funcţie de direcţia şi sensul de zgîriere şi orientarea planelor de clivaj.

Pentru aprecierea durităţii se foloseşte scara Mohs, definind 10 trepte de duritate, definindu-se pentru fiecare treaptă un etalon de duritate după cum urmează:

1. Talc; 2 Gips; 3 Calcit; 4. Fluorină; 5. Apatită; 6. Ortoză; 7. Cuarţ; 8. Topaz; 9. Corindon; 10. Diamant.

Duritatea rocilor poate fi aproximată cu suficientă precizie prin media ponderată a durității mineralelor componente cu relația:

$$\Delta = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta i \cdot Ai}{100}$$ unde:

$\Delta$ - duritatea rocii în grade Mohs

$\Delta i$ - duritatea mineralului i în grade Mohs

Ai - conținutul procentual în mineralul i din masa totală a rocii.

Duritatea medie a unor roci, calculată pe baza relației de mai sus, în funcție de conținutul de $SiO_2$ este prezentată în tabelul de mai jos:

| Denumirea rocii | Conținutul $SiO_2$ % | Duritatea grade Mohs. |
|---|---|---|
| Andezit | 62 | 6,17 |
| Bazalt | 50 | 6,09 |
| Calcar | - | 3,70 |
| Gnaise | 0-73 | 5,60 - 6,50 |
| Granite | 71-74 | 6,49 - 6,54 |
| Gresie | - | 5,41 - 6,13 |
| Marmură | - | 3,20 |
| Sisturi | - | 5,20 - 5,60 |

Duritatea rocilor poate fi apreciată pe baza cantității de material pierdută prin sfărâmare.

Ca abraziv se utilizează granule din diamant, carborundum, cu diametrul de 0,2 mm. De asemenea duritatea mai poate fi stabilită prin încercări de penetrare cu bilă sau poanson cilindric.

Afînarea rocilor

Prin extragerea din zăcămînt, şi prin lucrările de evacuare, rocile îşi măresc volumul, faţă de cel ocupat în zăcămînt, afînîndu-se.

Pentru a evidenţia acest lucru se defineşte coeficientul de afînare şi gradul de afînare ce exprimă cantitativ fenomenul de afînare.

- coeficient de afînare

$$Ka = \frac{Va}{Vz} = \frac{\text{volum afînat}}{\text{volum de zăcămînt}} > 1$$

- grad de afînare $\varphi = \frac{Va - Vz}{Vz} = \frac{\Delta V}{Vz}$

Rocile extrase din zăcămînt sînt alcătuite din bucăţi şi particule de diferite forme şi dimensiuni, formînd o masă cu o porozitate $n_a$ mult mai mare decît porozitatea iniţială $n_o$. In funcţie de acest parametru valoarea coeficientului de afînare se deduce cu relaţia

$$Ka = \frac{1 - n_o}{1 - n_a}$$

Afînarea rocilor depinde de natura, structura, tăria şi procedeul de abataj folosit pentru extragerea acestora din zăcămînt. Rocile tari şi foarte tari prezintă o afînare mai pronunţată decît rocile moi şi foarte moi.

In timp, o masă de rocă afînată îşi micşorează volumul prin micşorarea spaţiilor dintre bucăţile de rocă, respectiv particulele solide, ca urmare a unor cauze naturale (umiditate, alterare, sarcină geologică) sau artificiale (compactare, vibraţii).

Aceste cauze pot duce la o reducere a volumului de goluri, definindu-se corespunzător acestei situaţii coeficientul de afînare remanenţa sau finală $K_{ar}$.

Din punct de vedere practic, cunoaşterea valorilor acestui coeficient prezintă importanţă în problemele de exploatare, la adaptarea metodelor de înmagazinare, în problemele de transport şi depozitare a rocilor.

Valoarea coeficientului de afînare a cîtorva roci.

| Denumirea rocii | Coeficient de afînare iniţial | remanent |
|---|---|---|
| Nisip, nisip prăfos | 1,10 - 1,20 | 1,01 - 1,03 |
| Argilă grasă, pietris cu elemente mari | 1,24 - 1,30 | 1,04 - 1,07 |
| Marne moi | 1,33 - 1,37 | 1,11 - 1,15 |
| Sisturi argiloase şi roci stîncoase relativ moi | 1,35 - 1,45 | 1,10 - 1,20 |
| Roci stîncoase de tărie medie | 1,40 - 1,60 | 1,20 - 1,30 |
| Roci stîncoase tari şi foarte tari | 1,45 - 1,80 | 1,25 - 1,35 |

Stabilitatea în timp a rocilor

Caracterizarea rezistenţei în timp a rocilor la acţiunea agenţilor exteriori de natură fizică, dinamică şi mecanică se face prin durabilitate. Pentru caracterizarea durabilităţii rocilor se folosesc o serie de indici, care arată variaţia rezistenţei acestora sub acţiunea variaţiilor de temperatură şi de umiditate, şi anume:

- capacitatea de înmuiere
- rezistenţa la îngheţ-dezgheţ
- solubilitatea la apă.

Capacitatea de înmuiere exprimă reducerea rezistenţei mecanice a unei roci prin saturarea ei cu apă. Ea se reflectă în coeficientul de înmuiere care depinde de porozitatea rocii, de legătura dintre pori, de rezistenţa legăturii dintre componenţii minerali.

Rezistența la îngheț-dezgheț caracterizează rezistența mecanică a unei roci saturate cu apă, supusă la cicluri repetate de îngheț-dezgheț pînă la ruperea acesteia, ca urmare a apariției fisurilor. Ea depinde de volumul porilor, de caracterul și repartiția acestora în masa rocii, cum și de prezența fisurilor accesibile apei.

Solubilitatea la apă exprimă influența chimică a apei asupra particulelor componente și cimentului de legătură la roci. Rocile pot fi ușor solubile (sare gemă, gips, anhidrit), și puțin solubile (roci silicioase).

Practic durabilitatea rocilor se determină prin coeficientul general de durabilitate Kd, care se caracterizează prin reducerea temporară a rezistenței la compresiune în unitatea de timp, după dezvoltarea sau extragerea din zăcămînt.

$$Kd = \frac{\sigma_{ro.\,t1} - \sigma_{ro.t2}}{\sigma_{ro.\,t1}}$$

$\sigma_{ro.t_1}$ - este rezistența la rupere la compresiune după timpul $t_1$

$\sigma_{ro.t_2}$ - este rezistența la rupere la compresiune după timpul $t_2$

Cu cît coeficientul Kd are valori mai mici, durabilitatea rocii este mai mare.

### 3.2.3. Factorii care determină mărimea rezistențelor rocii stabilite pe epruvete

Un prim factor care influențează valoarea rezultatelor obținute este legat de forma și dimensiunile eprubetelor. Cele mai mari rezistențe se obțin la epruvetele cubice și cresc cu creșterea dimensiunilor lor. De asemenea, rezistența deter-

minată pe prizme avînd latura bazei egală cu latura cubului este mai mică decît cea determinată pe cub şi scade cu cît raportul dintre înălţimea prizmei şi latura bazei ei este mai mare, ceea ce este valabil şi pentru prizme cilindrice.

Această scădere a rezistenţei cu creşterea raportului dintre înălţimea epruvetei şi latura bazei (diametrul) este mai pronunţată la rocile fragile.

Alt factor care influenţează rezistenţa rocii este geneza ei şi compoziţia minerologică care o caracterizează.

Astfel la roci magmatice rezistenţa creşte cu conţinutul de minerale melanocrate. Clivajul rocii şi a feldspaţilor reduce rezistenţa rocii. Rezistenţa este de asemenea micşorată prin prezenta unor elemente amorfe a microlitelor şi cristalitelor.

La rocile sedimentare, rezistenţa este condiţionată de mărimea granulelor, de natura cimentului şi de porozitate. La calcare mai intervin şi impurităţile, în special silicea şi argila, prima ducînd la creşterea rezistenţei, iar a doua la scăderea ei.

La gresii, natura şi structura cimentului conferă rocii diferite rezistenţe la compresiune, cele mai mari corespunzînd cimentului silicios şi granulelor silicioase, iar cele mai mici granulelor calcaroase şi cimentului argilos.

La rocile sulfatice rezistenţa la compresiune scade cu creşterea hidratării lor.

Şisturile argiloase, ardaziile şi argilitele, au rezistenţa la compresiune în ordine crescătoare, funcţie de gradul de metamorfism şi natura cimentului. Aici un rol important

revine sistuazitătii, care face ca această rezistenţă să fie anizotropă, fenomen general la rocile metamorfice. Anizotropia rezistenţei la compresiune este provocată şi de alterare şi fisuraţie.

Un alt factor cu care se poate corela rezistenţa rocilor este greutatea specifică aparentă a acestora, (respectiv porozitatea pe care o au) şi vîrsta lor. Cu cît porozitatea este mai mică rezistenţa este mai mare, observaţie valabilă pentru toate rocile indiferent de geneza lor.

Un factor important în determinarea rezistenţei rocii la compresiune este structura şi textura ei. Astfel rocile cu granulaţie fină au o rezistenţă mai mare decît rocile cu granulaţie mai mare. Rocile cu structură microcristalină sau amorfe sînt mai rezistente decît rocile cristaline avînd cristale vizibile cu ochiul liber, la fel ca şi rocile fibroase.

Incercările efectuate pe epruvete de roci, au arătat că, în general, rezistenţa acestora la eforturi mecanice în stare saturată, se micşorează în comparaţie cu rezistenţa lor determinată în stare uscată, sau la umiditate naturală, fenomenul fiind reversibil; dacă între timp nu s-au produs degradări sau alterări.

Efectul apei depinde de porozitate, forma şi dimensiunile porilor, fisuraţie..

La calcare şi gresii scăderea rezistenţei la compresiune este de 25 % - 45 %, la rocile magmatice 15 % - 20 % .

O reducere importantă a rezistenţei rocilor datorită apei s-a constatat la încercările acestora la presiuni triaxiale. Astfel la epruvete de marmură reducerea rezistenţei a fost de

cca.5 ori la o presiune laterală de 10000 daN./cm$^2$.

Apa reduce de asemenea modulul de elasticitate al rocii, la gresii de cca.3 ori. Se observă de asemenea şi o reducere a limitei de plasticitate. Acelaşi efect se observă şi la roci argiloase.

După cum s-a arătat roca nu este un material omogen şi izotrop că datorită structurii ei şi a microfisurilor, prezintă uneori o anizotropie foarte pronunţată.

Pentru a pune în evidenţă anizotropia rocilor se pot efectua o serie de încercări.

Din carote care au fost extrase după trei direcţii perpendiculare în spaţiu, astfel ca să intersecteze suprafeţele slăbite, se separă discuri subţiri. Discurile se încarcă centric cu o forţă concentrată, ele fiind rezemate perfect centric pe două sfere de oţel. Doar roca este izotropă, se rupe într-o direcţie nedeterminată, iar dacă este anizotropă se rupe pe direcţia în care avem slăbirea respectivă. Valoarea medie a rezistenţei la rupere se determină cu relaţia:

$$\sigma_r = \frac{K\,P}{d}\,t$$

în care:

P - forţa aplicată care a produs ruperea

d - diametrul probei

t - înălţimea ei

K - coeficient de formă egal cu 0,7 $(\frac{t}{d})$

Similar se poate încărca o probă cu o sarcină liniară, care se aplică diametral. La o rocă izotropă ruperea se produce paralel cu diametrul pe care este aplicată încărcarea şi se îndreaptă la o rocă anizotropă spre zona slăbită sau cea rezistentă.

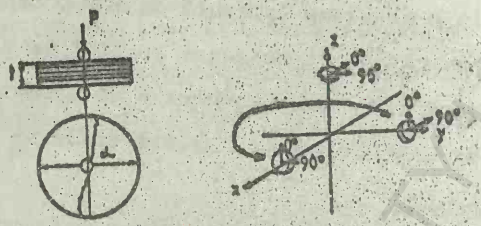
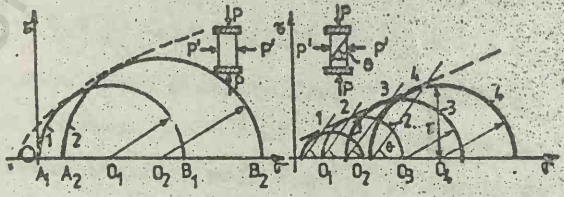



Fig 3.11 Determinarea direcţiilor de anizotropie

Pentru încărcare se pot folosi şi două pene coaxiale. Se folosesc probe orientate diferit, sarcinile critice corelîndu-se cu unghiul pe care-l formează forţa cu poziţia probei . Se obţin rezultate care coincid destul de bine (CII) microtextura, anizotropia acustică şi rezistenţa maximă şi minimă la tracţiune.

Din cauza anizotropiei, a mărimii reduse a epruvetei şi a densităţii microfisurilor şi fisurilor subţiri, cea mai mare parte a probelor încercate în laborator dau răspîndiri mari.

Rezistenţa rocii determinată în triaxial este influenţată de anizotropia creată de microfisuri. Şi aici curba înfăşurătoare se determină în diagrama Mohr, în care, suprafeţele de alunecare potenţiale se consideră ca fiind suprafeţe de rupere. S-a constatat că înclinarea fisurilor nu au o influenţă prea mare cînd unghiul variază între $45^{\circ}$ şi $65^{\circ}$.




CERCURI LIMITA

proba nefisurată proba fisurată

Fig. 3.12

Unghiul de frecare cel mai mic se obţine la presiuni mici şi cînd cristalele sînt distruse.

Modelînd fenomenul de fisurare a unui bloc fisurat s-a constatat că aici intervin ca parametrii unghiul dintre planul fisurii şi direcţia tensiunii principale maxime, raportul dintre tensiunile principale şi procentul de separare al suprafeţei fisurii.

Fig. 3.13
Anizotropia prin fisurație

In problemele de geomecanică şi geologie structurală, precum şi cele miniere, o importanţă deosebită revine unor încercări în care starea de tensiuni este spaţială, aşa cum se prezintă în realitate în scoarţa terestră. O astfel de stare de tensiuni se realizează în aparatele triaxiale.

S-a constatat că rezistenţa de rupere creşte cu creşterea presiunii laterale, de asemenea cresc deformaţiile plastice. Ruperea se face după suprafeţe de rupere care au o anumită înclinare faţă de axa mare a epruvetelor. Ea se produce la o anumită valoare a deviatorului de tensiuni. La o stare de tensiuni hidrostatice rocile trec în stare plastică fără se se rupă.

### 3.2.4. Proprietăţile de rezistenţă ale masivului de roci

După cum s-a văzut există posibilitatea stabilirii rezistenţei unei roci, în care se are în vedere şi microfisurarea acesteia.

In cele ce urmează se va analiza în ce măsură noţiunile folosite pentru caracterizarea rezistenţei rocii se pot extinde la un masiv fisurat, precum şi valabilitatea noţiunilor de omogenitate şi izotropie în stările limită triaxiale. Trebuie menţionat faptul că masele mari ale corpurilor geologice şi presiunile care există pe conturul lor prin redistribuirea tensiunilor din masă, fac posibilă situaţia de a nu se depăşi stare în care corpul se dezmembrează în mod obişnuit.

In ceea ce priveşte rezistenţa la compresiune monoaxială, în masiv se întîlneşte numai la pilierii care se lasă în mine şi care încărcaţi la limită ar putea furniza date în acest sens. In general, însă starea de tensiuni este spaţială, mărimea rezistenţei la compresiune este mai mică la masiv decît la rocă, datorită fisuraţiei şi suprafeţelor potenţiale de clivaj, cum au demonstrat-o măsurătorile făcute asupra pilierilor. Ea este deosebit de scăzută la roci casante şi care fisurează intens la rupere. In general ele sînt mai mici de cca 10 ori. Rezistenţa la compresiune este foarte anizotopă astfel încît ea nu se poate aprecia prin introducerea unui coeficient de siguranţă.

Rezistenţa la întindere a unui masiv fisurat ar fi zero dacă am avea o stare monodimensională de tensiuni şi o fisuraţie fără unghiuri diferite de 90°.

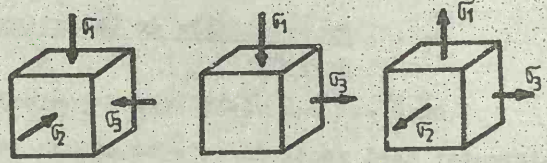



Fig. 3.14

In realitate starea de tensiuni fiind spaţială şi unghiurile dintre planurile de fisuraţie diferite de 90°, apare o împănare şi forţe de frecare pe suprafeţele de ruptură, care conferă masivului fisurat o oarecare rezistenţă la întindere. Aceasta se mai confirmă şi prin fisuri de întindere de vîrstă relativ recentă care apar într-un masiv deja fisurat. Tensiunile de întindere apar datorită stării spaţiale de tensiuni. Ele sînt deseori rezultatul unor deformaţii de întindere care generează tensiunile respective. Mărimea tensiunii în acest caz poate fi dedusă aproximativ din deformaţia specifică şi modulul de deformaţie la întindere. Acelaşi lucru poate să apară şi la o stare plană. Si aici frecarea, adeziunea şi coeziunea provocată de starea de tensiuni poate duce la preluarea unor tensiuni de întindere. Fenomenul este mai accentuat în zone în care întîlnim fenomene de stress.

Rezistenţa la forfecare într-un masiv fisurat este şi mai anizotropă decît rezistenţa la compresiune. Ea are valori extreme de reduse paralel la fisuraţie, statificaţie sau şistuozitate, cînd suprafeţele respective sînt extinse ca dimensiuni. Ca factori care reduc această valoare se menţionează, umplutura din fisură, forma şi habitusul ei, presiuni normale reduse pe pereţii fisurii, existenţa presiunii apei din fisură. Ele sînt foarte mici în comparaţie cu cele determinate pe rocă.

Spre deosebire de rocile moi, la toate rocile tari (dacă nu sînt puternic fragmentate, fisurate sau nefisurate), rezistenţa la forfecare se va determina folosind curba înfăşurătoare Mohr. Si aici rezistenţa la forfecare creşte cu viteza de aplicare a forţei. Ea se determină cel mai bine prin experien-

ţă, în situ, la care se stabileşte în mod precis distribuţia de tensiuni pe suprafaţa de rupere. La suprafeţe mai mari ruperea are un caracter progresiv.

In cazul stării spaţiale de tensiuni, s-a văzut că se poate face aproximaţia ca $\sigma_2 = \sigma_3$, studiind problema ca o problemă plană, în coordonate $\sigma_1$ şi $\sigma_3$ influenţa lui $\sigma_2$ asupra rezistenţei fiind apreciată doar la 9 % - 11 % .

La experimentare se va avea grijă ca după axa $\sigma_2$ deplasarea să fie împiedecată, ca $\sigma_2$ să nu devină tensiune normală principală minimă. In acest caz se poate aplica criteriul de rupere Mohr. Diagrama curbei înfăşurătoare a cercurilor limită (de rupere) poate fi aproximată analitic cu o parabolă.

Pînă în prezent nu s-au putut defini curbe înfăşurătoare pentru un masiv fisurat. Ele, din cauza anizotropiei prin fisuraţie şi a frecării pe suprafeţele fisurilor pot avea chiar o variaţie discontinuă şi poziţii diferite în diferite secţiuni.

Scăderea rezistenţei la forfecare a masivului faţă de cea a rocii de bază va creşte cu cît fisuraţia este mai intensă şi mai reşultată şi cu cît starea de tensiuni se apropie de o stare de tensiuni monodimensională.

In ceea ce priveşte omogenitatea rezistenţei masivului, trebuie menţionat că ea nu trebuie neglijată dar nici exagerată.

In acest sens, din punct de vedere practic, dacă se iau în consideraţie domenii mai largi în masiv, aici se poate vorbi de o cvasiomogenitate, în care valorile care caracterizează maximul reprezintă valori medii statistice.

Din acest motiv, în geomecanică trebuie fixate unele criterii care să delimiteze zonele în care se poate accepta o

anizotropie, neomogenitate şi care se încadrează în legile statistice privind împrăştierea unor date experimentale.

Astfel dacă roca diferă, se va lua în consideraţie deosebirea numai la diferenţă foarte mari ca natura şi grad de fisurare. Se va avea în vedere cu această ocaţie că deosebirile din punct de vedere a proprietăţilor mecanice sînt dictate în deosebi de caracteristicile fisuraţiei.

Fisurile mari şi deranjamentele geologice importante intervin în neomogenitate, asupra proprietăţilor mecanice ale masivului mai mult prin dimensiunile lor geometrice.

Zone de schimbare a direcţiilor fisurilor trebuie de asemenea considerate ca fiind neamogenităţi.

Este important să se menţioneze natura neomogenităţii (material, rezistenţă, permeabilitate).

Discontinuităţile provocate de fisuraţie vor fi apreciate ca avînd un rol efectiv din punct de vedere geomecanic, funcţie de ordinul de mărime al zonei în care apar precum şi al lor însăşi. Cînd fisuraţia pe un domeniu este de alt ordin de mărime ca dimensiunile acelui domeniu, domeniul poate fi considerat ca un cvasicontinuu.

Acelaşi lucru se referă şi la anizotropia privind proprietăţile de rezistenţă şi deformabilităţi, anizotropie accentuată de anizotropia rocii. Această anizotropie poate fi datorită genezei, dar şi fenomenelor tectonice ulterioare. Aici statificaţia şi fisuraţia crează o anizotropie mai accentuată decît şistuozitatea. Ele trebuie definite ca atare numai în cazul unui domeniu mai mare. Anizotropia în acest sens este doar cea dată de reţeaua de fisuri mici şi microfisuri.

Anizotropia rezistenței masivului apare sub forma unor strangulări și distorsiuni a curbelor sau suprafețelor înfășurătoare, sau chiar în curbe și suprafețe înfășurătoare diferite pentru planurile principale de anizotropie. Ruperile în masiv în general, nu se datoresc rezistenței generale reduse a masivului, ci anizotropiei rezistenței după anumită direcție.

In practică prezintă un interes deosebit, stabilirea suprafețelor din masiv pentru care sînt posibile deplasări și pierderea stabilității.

Pe baza cunoașterii sistemelor de fisuri și reprezentarea lor prin sfera de poziție, există posibilitatea de a depista direcțiile după care sînt posibile deplasări. Se vorbește în acest sens de mobilitatea masivului care, după direcțiile depistate, poate fi maximă sau minimă.

In masivele de roci tari este caracteristică mobilitatea parțială, ea constituind în domeniul corpurilor create prin fisurație, posibilitatea unor deplasări reciproce. Această mobilitate crește cu gradul de separație a fisurii, deschiderea ei și este influențată de materialul de umplutură din fisură.

Pentru blocuri joantive se dețin date care pot servi bine ca primă orientare. Dezavantajul constă în faptul că, în acest fel nu este posibil să se precizeze forța de frecare care se dezvoltă pe aceste suprafețe, funcție de procentul lor de separare, și că situația poate fi clară numai cînd fisurația este regulată.

S-a constatat că această mobilitate crește cu cît un sistem conține mai multe fisuri. In acest sens s-a propus să se înmulțească inversul frecvenței fisurilor cu unghiul de frecare

pe planul fisurii, care depinde de forma fisurii, materialul de umplutură şi habitusul pereţilor. Pentru a surprinde starea de tensiuni pe planul fisurii, se are în vedere unghiul pe care tensiunile normale principale îl fac cu sistemele de fisuri.

Cînd este vorba de construcţii de suprafaţă, aici mobilitatea maximă este într-un plan perpendicular pe suprafaţa care delimitează masivul spre exterior, respectiv cînd tensiunea principală din masiv este conţinută într-un plan normal pe planul fisurii, care este normal şi pe suprafaţa exterioară. Din acest motiv se consideră că sinusul unghiului dintre planul care conţine tensiunea principală şi suprafaţa liberă, poate constitui un indice pentru exprimarea mobilităţii.

O metodă similară se referă la conul de frecare a lui Talobre care foloseşte proiecţia Lambert pentru marcarea poziţiei sistemului de fisuri.

Prin mişcările tectonice şi alterare, roca din masiv şi-a pierdut din rezistenţa iniţială, menţinîndu-se stabilă numai datorită unui rest al rezistenţei masivului, care depinde de rezistenţa rocii acolo unde avem punţi de material şi depinde şi de frecarea care se dezvoltă în fisuri fiind dictată de structura planurilor de fisuraţie, unde avem fisuri.

Pentru aprecierea rezistenţei şi a deformabilităţii masivului în raport cu fisuraţia s-a căutat, pentru problema plană, să se dea o rezolvare matematică, pentru a se putea defini ceva analog cu indicii de rezistenţă în cazul unui masiv fisurat.

Acest indice de rezistenţă al masivului poate fi notat ,$W_v$ şi este definit ca raportul dintre rezistenţa masivului după o anumită direcţie R şi solicitarea după aceiaşi direcţie,S.

$$W_v = \frac{R}{S} \quad \text{sau} \quad W_v = \frac{\sigma_f}{\sigma}$$

Cînd valoarea indicelui de rezistenţă este egală cu 1 sau mai mică, are loc cedarea masivului după direcţia respectivă, care va fi direcţia suprafeţei de cedare.

Ruperea se poate produce printr-un material nefisurat folosind o fisură cu o poziţie apropiată de cea a viitoarei suprafeţe de rupere, sau fisuri şi posibilităţi de clivaj de extindere redusă care se apropie de poziţia suprafeţei de ruptură, se poate produce o ruptură în trepte prin folosirea unui sistem de fisuri existent avînd altă poziţie, sau prin ruperea unor punţi de material după planul lor de minimă rezistenţă, fig. 3.15.

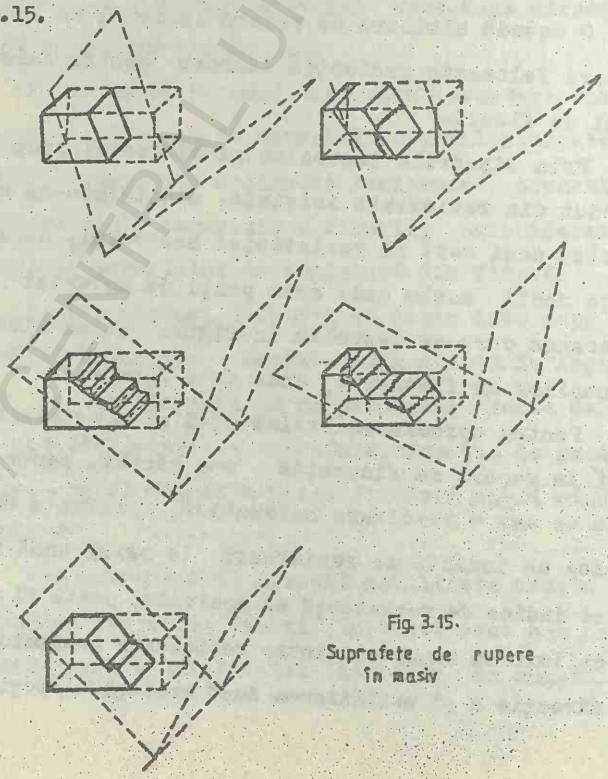


Fig. 3.15.
Suprafete de rupere în masiv

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In practică va trebui să se aibă în vedere acea secţiune pentru care valoarea R este minimă.

Mărimea raportului poate fi reprezentată grafic comparînd valoarea rezistenţei după diferite direcţii cu cea a tensiunii care poate provoca ruperea.

Pentru un material cvasiizotrop ruperea prin forfecare se produce sub influenţa tensiunilor tangenţiale a căror variaţie în plan faţă de direcţiile tensiunilor normale principale se dă în fig.3.16.

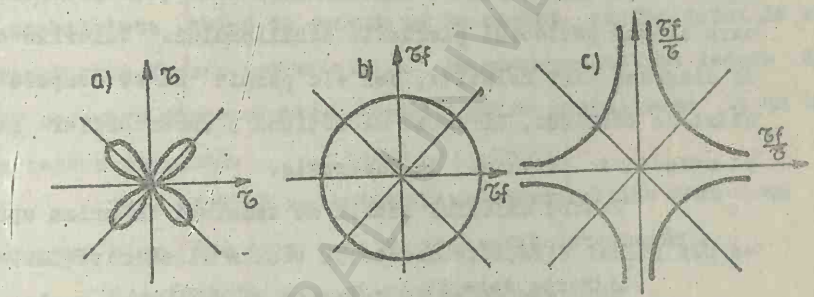



Fig. 3.16. Rezistenta într-un masiv cvasiizotrop

Rezistenţa se presupune izotropă şi este reprezentată în acelaşi sistem de coordonate în fig. 3.16.

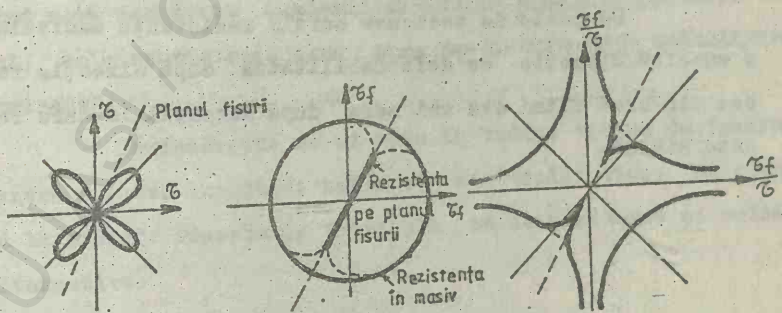



Fig. 5.17. Rezistenta într-un masiv cu o direcţie de fisurare

In fig.3.17 se reprezintă indicele de rezistenţă funcţie de valoarea căruia se poate determina suprafaţa probabilă de rupere.

Cu ajutorul diagramei se poate determina direcţia periculoasă la un sistem de fisuri şi o stare de tensiuni dată; starea de tensiuni periculoasă, cînd avem un sistem de fisuri; suprafeţele periculoase la o stare de tensiuni dată şi două sisteme de fisuri.

Folosirea noţiunii de indice de rezistenţă, serveşte numai ca orientare pentru determinarea direcţiei probabile după care există pericolul pierderii echilibrului. Valorile obţinute în diagrame sînt relative, dar ele permit să se compare diferite stări de tensiuni, direcţii de acţiune a încărcărilor şi tipuri de structuri provocate de fisuraţie.

Pentru calculul stării de tensiuni în prima aproximaţie se pot folosi relaţiile deduse în teoria elasticităţii.

Diagrama poate fi folosită cu succes şi acolo unde una din tensiunile principale este întinderea. Folosind raportul a doi indici de rezistenţă ai masivului după două direcţii, se poate defini anizotropia acestui masiv în raport cu aceste două direcţii.

Se poate de asemenea corela rezistenţa masivului după o anumită direcţie cu deformabilitatea după direcţia respectivă, cea din urmă fiind cea mai mare după direcţia la care rezistenţa este minimă.

### 3.2.5. Lucrări "în situ" şi verificarea unor constatări facute în natură

Pentru a surprinde proprietăţile mecanice ale masivului aşa cum se prezintă acestea în realitate, ele trebuie determinate în condiţiile în care materialul se află în zăcământ (factor scară, umiditate, stare de tensiuni). Incercările trebuie să fie de durată avînd în vedere rolul factorului timp în determinarea proprietăţilor mecanice.

Folosirea constatărilor din natură, ca de exemplu unghiul de taluz natural, ne poate ajuta în evaluarea condiţiilor de stabilitate avînd în vedere că în natură coeficientul de siguranţă este foarte aproape de 1. De asemenea se pot deduce datele necesare din evaluarea condiţiilor de stabilitate la un taluz care a alunecat.

Este util să se recalculeze construcţiile care s-au comportat bine sau cele care au prezentat deteriorări.

Incercările care se efectuează pot fi:

- încercări de încărcare
- încercări de descărcare

Primul tip de încercări prezintă importanţă, deoarece în majoritatea cazurilor nu interesează comportarea masivului cînd este descărcat (galerii, ziduri de sprijin, piciorul taluzului) cu excepţia barajelor unde încărcarea este solicitarea dominantă.

La încărcare se va avea în vedere viteza de încărcare pentru a putea surprinde influenţa factorului timp. Se recomandă la fiecare treaptă de încărcare să se efectueze şi solicitări alternative.

Dimensiunile zonei cercetate şi încărcate se vor orienta după fisuraţia masivului şi se recomandă ca să fie de 10 ori distanţa între fisuri.

De asemenea amplasamentul în care se face încărcarea trebuie să fie reprezentativ şi trebuie descris în amănunţime cu toate caracteristicile sale înainte şi după încercare. Cu ocazia analizei amplasamentului se va avea în vedere depistarea unor tensiuni în zonă, dacă ele există. Programul de încercare trebuie minuţios stabilit pentru a putea determina maximul de date din încercarea efectuată.

Incercările după locul în care se efectuează pot fi:

- încercări pe suprafeţe libere
- încercări în şliţuri (fante executate în masiv)
- încercări în galerii şi puţuri
- încercări în foraje.

Incercările de compresibilitate "în situ" la suprafaţă sau în galerii ne permit să stabilim caracteristicile rocii respective, în condiţiile zăcământului natural.

Se recomandă efectuarea mai multor cicluri de încărcare descărcare, care ne dau posibilitatea unor interpretări mai complete a proprietăţilor rocii din amplasament.

Astfel, în zăcământ, deformaţiile permanente se datoresc închiderii fisurilor din zona în care s-a făcut încercarea. Linia care uneşte deformaţia totală specifică maximă cu deformaţia specifică remanentă ne dă o valoare medie a deformaţiei elastice a masivului fisurat. Inclinarea ei devine constantă numai după mai multe cicluri de încărcare-descărcare. Se pot determina modulul de deformaţie şi modulul de elasticitate al rocii din masiv

Raportul dintre deformaţia remanentă şi totală ne dă indicaţii asupra structurii masivului şi asupra stării de tensiuni şi deformaţii a acestuia. La încercare se va specifica prin ce metodă s-a realizat tensiunea şi la ce valoare $\sigma$ au fost determinaţi indicii de deformaţie.

Curba caracteristică permite unele interpretări utile; astfel raportul dintre deformaţia remanentă şi cea totală este mai mic la roci rezistente şi mai mare la roci mai puţine rezistente. Cînd corelaţia $\sigma - \varepsilon$ este liniară, roca se află în stadiu elastic.

Frînturile denotă existenţa unor întreruperi în masiv, iar devierea de la linia dreaptă se poate interpreta ca un semn al unor deformaţii plastice interne.

Analiza curbelor histerezis între încărcare şi descărcare de asemenea pot fi valorificate. Dacă la o descărcare rapidă deformaţia nu revine aceasta indică faptul că în masiv există întreruperi şi el şi-a pierdut în mare măsură proprietăţile sale elastice.

Se obişnuieşte în practică încercarea să se facă după două direcţii, pentru a pune în evidenţă suprafeţele slăbite. In masive stratificate modulul de elasticitate pe direcţia paralelă cu stratificaţia este de 2-3 ori mai mare ca cel perpendicular pe stratificaţie. In acest sens încercări în galerii efectuate radial dau posibilitatea de a analiza mai complet proprietăţile masivului.

Cînd curba $\sigma - \varepsilon$ are o formă cu concavitatea în sus la un număr de cicluri de încărcare-descărcare, aceasta indică îndesarea rocii prin reducerea dimensiunilor porilor şi fisurilor.

Dacă deformaţiile totale se situează pe o linie dreaptă, aceasta denotă existenţa unor tensiuni naturale în rocă.

Incercările la suprafaţă determină constantele care ne interesează numai într-o zonă mică în adîncime. Ele se efectuează pe o suprafaţă nivelată. Sînt de două feluri şi anume:

- încercări cu placa
- încercări cu traversa.

La încercările cu placa se folosesc plăci cu un diametru de 20-40 cm şi se aplică presiuni de 1000-3000 KG.

Incercarea cu traversa ne dă modulul tangent în origine. Ea se bazează pe constatarea că dacă se cunosc lungimea de contact 2a dintre bară şi teren, modulul de elasticitate şi momentul de inerţie al barei, se poate calcula modulul de elasticitate al suportului, independent de sarcina aplicată la mijlocul lungimii ei. Dacă se măsoară şi forţa se poate stabili corelaţia P-E.

Incercarea în şliţuri se foloseşte pentru determinarea modulului de deformaţie, a rezistenţei la forfecare şi triaxiale.

La încercări prin descărcare în şliţ se urmăreşte efectul asupra deformării zonelor vecine şliţului prin care se determină şi eventuale tensiuni existente în zonă. Este important să se aleagă orientarea şliţului după direcţia tensiunii principale maxime sau a direcţiei deformabilităţii maxime sau minime, condiţionate de structura stratificaţiei.

Incercarea cu verine avînd 1 - 2 $m^2$ suprafaţă şi care pot să se deformeze cu 2-3 cm, se realizează în şliţuri în care acestea se cimentează. Introducînd presiune, se măsoară deplasările în mai multe puncte, din ele deducîndu-se diagrama

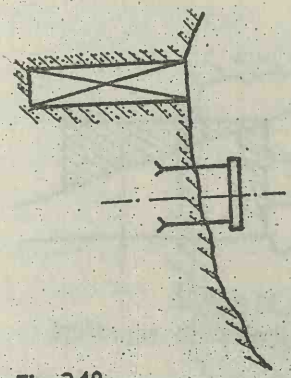


Fig 3.18
Incercare în șlit

de încărcare. Se pot folosi două verine care să cuprindă un bloc în așa fel ca bulbii de presiune să se intersecteze, fig.3.19.

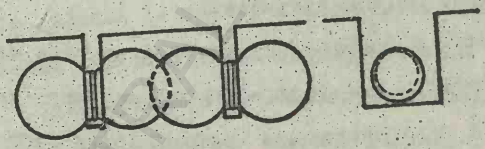


Fig. 3.19
Incercare cu verine

Pentru determinarea rezistenței la forfecare sau a frecării pe un plan de fisurare se folosește încercarea bazată pe efectul de pană introdusă în șlit, fig.3.20.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

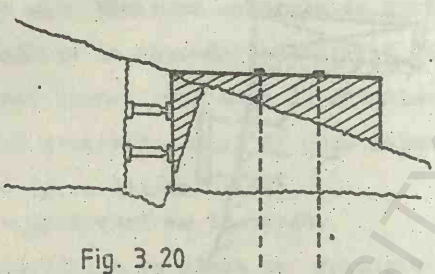


Fig. 3.20
Forfecare insitu la suprafață

Pentru determinarea frecării pe fisură trebuie aplicată o presiune normală.

Cînd avem dislocații mari abrupte se pot folosi cricuri asezate cu înclinări diferite pentru a avea raporturi T/N diferite, ceea ce ne permite să construim dreapta intrinsecă . Este bine să se facă 4 determinări.

Deoarece pentru forfecare se cere ca suprafața forfecată să aibă dimensiuni de 100-200 ori mai mari ca blocul de rocă rezultat din fisurație, forțele variază între 1000 și 50 000 KN. La fixarea planului de forfecare se va avea în vedere atît forța de forfecare maximă provenită din construcție cît și suprafețele cele mai periculoase din masiv.

Forfecarea se poate realiza și pe plan obligat la masive care nu prezintă o anizotropie prea mare și a căror rezistență depinde mai mult de rezistența rocii și mai puțin de structura fisurației (roci de rezistență mai redusă și mai puțin dure).

Se mai pot organiza încercări triaxiale cubice.

Incercările în galerii și puțuri sînt mai avantajoase deoarece aici putem să folosim orice direcție și secțiune ca

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

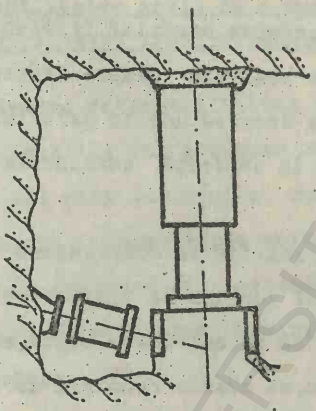


Fig. 3.21
Forfecare în galerie

formă și mărime. Dezavantajul constă în faptul că la realizarea lor masivul capătă o oarecare afînare. Se pot executa toate încercările arătate la suprafață, dar nu s-au făcut decît încercări privind extinderea prin presiune a secțiunii.

Incercarea prin descărcare a galeriei, în principiu, corespunde aceleeași idei ca descărcarea găurilor de mină, numai că aici, dimensiunile permit o urmărire tridimensională a deformațiilor, fig.3.22.

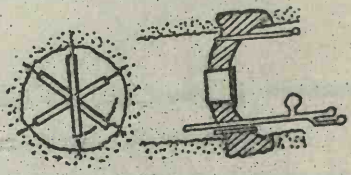


Fig. 3.22.
Incercare în galerie de probă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Incercarea urmărită în timp dă posibilitatea de a urmări influenţa acestuia asupra deformaţiilor. Combinaţia cu o încercare de compresiune în galerie, la încercarea prin descărcare, ne pune în evidenţă tensiunile care au existat iniţial în această zonă.

Incercările de compresiune în caverne, necesită o cavernă a cărei lungime să fie de 4-5 ori diametrul ei. Ea permite ca în ea să se execute o căptuşeală similară cu cea proiectată astfel ca să creeze condiţii de lucru identice cu cele care vor exista în exploatarea galeriei. Căptuşeala trebuie să fie impermeabilă.

Incercările cu şliţ în galerii şi puţuri se pot executa la fel ca pe suprafeţe libere.

Incercările în găurile de foraj se folosesc de asemenea pentru încercări de descărcare, compresiune din interior şi la încercări triaxiale. Nu există certitudinea că rezultatele sînt valabile din cauza razei de influenţă reduse a găurii de foraj.

### 3.2.6. Deformabilitatea rocii şi a masivului
### Deformabilitatea rocii determinata pe epruvete

In ceea ce priveşte deformabilitatea unei roci, ea ne permite să prevedem deformaţiile sub acţiunea unor solicitări care se exercită asupra ei, prin intermediul cunoaşterii modulului de deformaţie al rocii. Cunoaşterea deformabilităţii poate explica unele fenomene în legătură cu tectonica anumitor formaţiuni geologice, precum şi repartizarea presiunilor pe talpă şi din jurul lucrărilor miniere.

Interesează în mod special capacitatea rocilor de a-şi micşora volumul sub acţiunea unor eforturi exterioare sau a greutăţii proprii.

Compresibilitatea rocilor se apreciază prin modulul de deformaţie E şi coeficientul de compresibilitate

Incercările prin care se determină acest modul se pot face cu şi fără deformaţie transversală împiedecată.

Modulul de deformaţie cu deformaţie transversală împiedecată se poate calcula cu relaţia:

$$E = \frac{\Delta p}{\Delta \varepsilon}$$

în care: $\Delta p$ - diferenţa de presiune
$\Delta \varepsilon$ - diferenţa de deformaţie specifică.

Coeficientul de compresibilitate K(kappa) se determină cu relaţia:

$$K = \frac{\lambda}{E}$$

In acest caz are loc numai o scurtare a epruvetei secţiunea ei transversală rămînînd constantă.

In cazul în care se are în vedere şi variaţia volumului relaţia devine:

$$Ev = \frac{\Delta p}{\Delta\left(\frac{\Delta V}{V}\right)} = \frac{\Delta p}{\Delta \varepsilon_v}$$

aici avîndu-se în vedere starea triaxială de tensiuni ($\sigma_1$, $\sigma_2$, $\sigma_3$)

In cazul în care deformaţia transversală este împiedecată şi materialul este elastic se poate scrie:

$$\varepsilon_v = \frac{\Delta V}{V} = 1 - (1 - \varepsilon_1)(1 - \varepsilon_2)(1 - \varepsilon_3) \approx (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)$$

în care:

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{E}\left[\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)\right]$$

$$\varepsilon_2 = \frac{1}{E}\left[\sigma_2 - \nu(\sigma_1 + \sigma_3)\right]$$

$$\varepsilon_3 = \frac{1}{E}\left[\sigma_3 - \nu(\sigma_1 + \sigma_2)\right]$$

$$\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = \frac{1}{E}\left[(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) - 2\nu(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)\right] =$$

$$= \frac{1-2\nu}{E}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$$

dar $\sigma_2 = \sigma_3 = K_o \sigma_1$

de unde rezultă:

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{1 - 2\nu}{E}\sigma_1 (1 + 2K_o)$$

Deformaţia de volum fiind funcţie de suma tensiunilor normale verticale, s-a introdus noţiunea de presiune medie

$\sigma_m = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)}{3}$, deformaţia specifică de volum devenin egală cu:

$$\varepsilon_v = \frac{\Delta V}{V} = 3 \cdot \frac{1 - 2\nu}{E}\sigma_m$$

de unde:

$$\varepsilon_v = \frac{\sigma_m}{\varepsilon_v} = \frac{\sigma_m}{3\frac{1-2\nu}{E}\sigma_m} = \frac{E}{3(1-2\nu)}$$

în care: E modulul de deformaţie cu deplasare laterală neîmpiedecată

$\nu$ - coeficientul lui Poisson

In general la roci modulul de deformaţie variază funcţie de presiunile care se exercită asupra rocii

Diferenţa de compresibilitate între diferite roci se explică prin diferenţa de structură şi textură petrografică şi se atribuie porozităţii.

Mărimea modulului de deformaţie la roci variază în jurul cifrei de $n \times [10^4 - 10^5]$ daN/cm$^2$; n putînd avea valori de la 1...9. In general valoarea modulului de deformaţie scade cu creşterea presiunii.

Compresibilitatea granitului la presiuni mici este foarte mare şi depăşeşte compresibilitatea medie a mineralelor componente. La presiuni mari însă compresibilitatea granitului se apropie de cea a mineralelor componente.

Compresibilitatea gabbrourilor şi a diabazelor este neînsemnată cu creşterea presiunii triaxiale.

La rocile metamorfice compresibilitatea scade cu cît scade conţinutul de cuarţ, feldspaţi şi mică şi se reduce şi influenţa presiunii asupra mărimii compresibilităţii. La roci magmatice cu elemente melanocrate, compresibilitatea ajunge la valori minime şi independente de presiuni, ceea ce arată că coeziunea de aderenţă se apropie ca mărime de coeziunea de reţea.

La rocile carbonatate la presiuni mari compresibilitatea se apropie de compresibilitatea calcitului, la creşterea

continuă a presiunii rămînînd aproape constant.

Deformabilitatea rocii poate fi studiată construind curba caracteristică a rocii respective, printr-o încercare manoaxială.

Această corelaţie poate avea un caracter liniar sau curbiliniu.

Curba caracteristică în cazul încercărilor monoaxiale dă reprezentarea grafică a variaţiei deformaţiei axiale pentru o epruvetă de rocă în funcţie de tensiunile care au provocat-o.

Pentru porţiunea rectilinie a diagramei este valabilă relaţia:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E}$$

în care:

$\varepsilon$ - comprimarea specifică
$\sigma$ - tensiunea normală
$E$ - modulul de deformaţie

Pentru porţiunea curbilinie a diagramei este valabilă relaţia

$$\varepsilon = \frac{\sigma^n}{E}$$

Pentru granite şi roci magmatice, gresii şi alte roci sedimentare $n > 1$, pentru roci cu caracter plastic mai pronunţat $n < 1$.

Dacă deformaţia revine complet sau aproape complet cînd tensiunea este anulată, corpul solid respectiv poartă denumirea de corp elastic.

In natură corpurile nu sînt perfect elastice, ci au un grad mai mult sau mai puţin pronunţat de elasticitate.

Cînd corpul prezintă deformaţii remanente importante şi prezintă sporuri importante de deformaţii la sporuri reduse

de tensiuni se spune că are proprietăţi plastice.

Rocile de natură magmatică, metamorfică şi în mare parte şi cele de origine sedimentară sînt asociaţii de cristale mono sau polimerale, respectiv particule alcătuite din cristale, proprietăţile lor elastice sau plastice depinzînd de proprietăţile elastice sau plastice ale cristalelor componente.

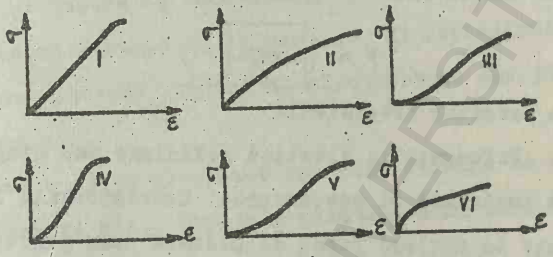



Fig.3.23. - Curbe caracteristice

I rocă elastică
II rocă elasto-plastică
III rocă plasto-elastică
IV, V rocă plasto-elasto-plastică
VI rocă elasto-plastică curgătoare

În fig.3.23. se dau curbele caracteristice pentru diferite roci.

Pe baza curbei caracteristice se pot determina o serie de parametri care caracterizează roca respectivă şi anume:

- limita de plasticitate;
- modulul de elasticitate;
- deformaţia specifică la rupere;
- modulul de tăiere (modulul de deformaţie transversal);
- coeficientul lui Poisson;

parametrii care se deduc din puncte caracteristice de pe aceasta.

În cursul procesului de compresiune respectiv tracţiune manoaxială, rocile şi substanţele minerale utile suferă urmă-

toarele forme principale de deformaţii:

- deformaţii elastice liniare
- deformaţii elastice neliniare
- deformaţii plastice.

Deformaţiile elastice liniare se produc imediat după aplicarea sau îndepărtarea tensiunii cu viteza:

$$v = \sqrt{\frac{E \cdot g}{\gamma}}$$

şi au un caracter reversibil.

Deformaţiile elastice neliniare dau diagrame independente la încărcare şi descărcare. Extremităţile lor ajung la descărcare în acelaşi punct de plecare sau puncte apropiate pe axa absciselor.

Deformaţiile plastice depind de mărimea, durată de acţionare, viteză de creştere şi natura tensiunilor (compresiuni, întinderi, forfecări).

In procesul deformării plastice a rocilor se pot produce următoarele fenomene:

- o continuă scădere a tensiunii cu păstrarea constantă a deformaţiei, fenomen denumit relaxare

- o creştere a deformaţiei cu menţinerea constantă a tensiunii, fenomen denumit curgere

- o scădere a vitezei de deformare plastică în timp, cînd tensiunea care nu depăşeşte limita de rezistenţă a rocii rămîne constantă, fenomen denumit ranforsare

Aceste deformaţii plastice au un caracter ireversibil fiind însoţite totdeauna de modificarea structurii şi texturii rocii; conducînd în decursul timpului geologic la modificări ale compoziţiei minerologice, a formei şi condiţiilor de zăcămînt.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin deformare roca înmagazinează energie mecanică care se transformă în lucru mecanic de deformare, de frecare, în căldură şi alte pierderi de energie.

Această energie este cedată în mai mare sau mai mică măsură, în faza de descărcare. Cantitatea de energie înmagazinată şi apoi cedată este dată de suprafaţa cuprinsă între ramura de încărcare şi ramura de descărcare a curbei caracteristice, şi reprezintă lucrul mecanic de deformare. El reprezintă un parametru care caracterizează gradul de elasticitate sau plasticitate al rocii încercate.

Rocile cu un pronunţat caracter elastic au un lucru mecanic de deformare mic, iar cele plastice unul mare.

La rocile cu caracter elastic pronunţat, predomină lucrul mecanic al deformării elastice, faţă de cel al deformării plastice şi invers.

Prin limita de elasticitate se înţelege tensiunea la depăşirea căreia apar deformaţii remanente mai mari decît o anumită valoare stabilită în mod convenţional, de exemplu

$\varepsilon > 0{,}031\ \%$.

La rocile elastice şi foarte elastice (tenace şi casante) limitele de elasticitate sînt apropiate de limitele de rupere, pe cînd la cele plastice şi foarte plastice limita de elasticitate este foarte mică sau nu există.

Modulul de elasticitate poate fi dedus din curba caracteristică.

In domeniul variaţiei liniare a curbei caracteristice el se determină cu relaţia:

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

In cazul variației curbilinii el poate fi exprimat într-un punct prin înclinarea tangentei dusă la curbă în punctul respectiv

$$E = \frac{d\sigma}{d\varepsilon} \qquad \text{(modulul tangent)}$$

El se mai poate exprima prin înclinarea secantei la curbă, corespunzătoare unui domeniu de tensiuni

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} = \frac{\sigma_i - \sigma_{i-1}}{\varepsilon_i - \varepsilon_{i-1}} \qquad \text{(modul secant)}$$

In domeniul deformațiilor plastice, modulul poartă denumirea de modul de plasticitate.

Modulii sînt funcție de natura rocii, de natura tensiunii (compresiune, tracțiune), de mărimea tensiunii, de viteza de încercare, forma epruvetei și unghiul dintre tensiune și stratificație. Pentru solicitări la compresiune, valorile modulului scad cu creșterea tensiunii.

Cînd viteza de aplicare a forței depășește 10...15 daN / $cm^2$/s sarcinile se consideră ca fiind sarcini dinamice, iar modulul de elasticitate poartă denumirea de modul de elasticitate static, cînd aplicarea forței se face cu o viteză mai mică.

In general modulul de elasticitate dinamic are o valoare mai mare decît modulul de elasticitate static. Modulul de elasticitate dinamic permite să se calculeze viteză de răspîndire a undelor elastice longitudinale și transversale.

In curba caracteristică a unei roci se constată că depășind o anumită tensiune în cazul solicitării monodimensionale, apar deformații specifice mari la sporuri de tensiune reduse sau chiar la tensiuni constante.

Tensiunea la care apar aceste fenomene şi care dau naştere unor deformaţii cu caracter ireversibil a căpătat denumirea de limită de plasticitate.

Prin plasticitate din punct de vedere fizico-mecanic se înţelege proprietatea pe care o are un corp solid de a rămîne cu deformaţii remanente importante după încetarea acţiunii forţelor exterioare asupra sa. Aceste deformaţii remanente schimbă forma corpului prin alunecarea reciprocă a elementelor componente fără a produce sfărîmarea reciprocă prin distrugerea coeziunii. Alunecarea se produce în lungul unor planuri denumite planuri de alunecare.

Deformaţiile plastice sînt provocate de tensiunile tangenţiale, conducînd numai la schimbări de formă, fără schimbări de volum. Acsasta se explică prin faptul că energia corespunzătoare acestor deplasări este mai mică decît energia cauzată de forţelor de coeziune ce acţionează pe planurile de alunecare provocate de tensiunile tangenţiale; diferenţa dintre aceste energii ferind corpul de distrugere în cursul deformării sale plastice.

Fenomenul apare atît la cristale unde planurile de alunecare apar în reţeaua cristalină pe anumite direcţii, unde este învinsă coeziunea de reţea, cît şi la roci unde de obicei lunecările sînt intercristaline.

S-a constatat de asemenea că la roci deformaţiile plastice sînt mai mari decît la cristale.

Asupra proprietăţilor plastice ale rocilor şi asupra mărimii limitei de plasticitate influenţează următorii factori:

- starea de tensiuni

- viteza de deformare, în cazul unor temperaturi medii.
- structura cristalină a mineralului şi gradul în care posedă proprietăţi plastice.
- temperatura
- apa

Diferenţa de comportare plastică se constată între starea de tensiuni mano-, bi-şi triaxială. In cadrul fiecăreia din aceste stări de tensiuni, apar diferenţe funcţie de sensurile pe care le au tensiunile normale principale. Se constată (cf. stasului p.228) că mărimea deformaţiei plastice pînă la rupere este mai mare cînd avem tensiuni de compresiune.

Creşterea vitezei de încărcare duce la o micşorare a plasticităţii.

Mineralele cristalizate prezintă proprietăţi plastice în cazul în care posedă o reţea cristalină, deoarece numai în cazul unei astfel de reţele este posibilă trecerea treptată şi coordonată a unui grup mare de atomi dintr-o stare de echilibru în alta.

Roca poate poseda proprietăţi plastice chiar dacă mineralele componente nu posedă aceste proprietăţi, datorită posibilităţii de a se produce alunecări intercristaline.

Temperatura influenţează în majoritatea cazurilor plasticitatea, care va creşte odată cu ea.

Apa duce la slăbirea coeziunii de aderenţă ceea ce are ca urmare o creştere a plasticităţii.

BCU IAŞI - BIBLIOTECA UNIVERSITY LIBRARY

3.2.7. Deformabilitatea masivului

Spre deosebire de roca sub formă de epruvetă analizată în laborator, masivul format din roci tari prin alcătuirea sa, va prezenta caracteristici de deformabilitate diferite. In acest sens s-a introdus noţiunea de modul de deformaţie real, care se referă la rocă şi modulul de deformaţie aparent al masivului.

In general comportarea elastică a masivului este mai restrînsă ca cea a rocii, cu toate că pînă la o anumită limită se poate comporta elastic. Masivul foarte rar se comportă elastic, comportarea lui fiind numai parţial elastică.

Incercările efectuate asupra unui masiv de rocă tare au arătat că modulul de deformaţie creşte iniţial cu sporirea sarcinei, şi scade cu apropierea de starea de rupere. Această comportare se poate explica prin fisuraţie, practic modulul de deformaţie al masivului fiind mai mic ca cel al rocii de bază, modulul scăzînd cu gradul de fisurare. Modulul materialului din masiv, considerat ca un sistem de corpuri materiale, va fi în acest caz mai mult o caracteristică a structurii masivului şi mai puţin a materialului de bază.

Diferenţele pot fi de 1/5 ... 1/15 şi mai mult.

Se va avea de asemenea în vedere faptul că funcţie de sistemele de fisuri din masiv, modulul va prezenta o mare anizotropie, variind în funcţie de amplasament şi de ordinul de mărime al zonei la care ne referim. Astfel cu cît domeniul este mai restrîns modulii vor avea valori mai mari.

Pentru domenii reduse se poate folosi determinarea modulului în laborator, pentru domenii medii încercări triaxiale,

la scară mare, sau determinări "in situ".

Factorii care influenţează mărimea modulului de deformaţie, sînt gradul de alterare care duce la scăderea lui, apa care sporeşte mobilitatea blocurilor din care este alcătuit masivul mai ales la un material umplutură care se înmoie şi starea de tensiuni. Aici trebuie avut în vedere şi metoda de determinare a modulului, statică sau dinamică (viteza de răspîndire a undelor fiind influenţată de mărimea tensiunilor), modulul dinamic fiind mai puternic influenţat decît cel static de către tensiuni.

In masiv, iniţial modulul este mai redus pînă se realizează un contact mai strîns între diferite blocuri. La creşterea sarcinei, contactul fiind realizat intervine în măsură mai mare modulul caracteristic rocii. Apariţia unor rupturi cu creşterea sarcinei în continuare duc la valori mai reduse ale modulului de deformaţie

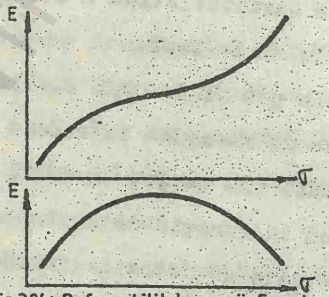


Fig.3.24. Deformabilitatea rocii fisurate

O altă problemă este existenţa unor tensiuni remanente în masiv care, duc la schimbarea centrului sistemelor axelor de coordonate $\sigma - \varepsilon$

In fig.3.25 se arată modul de apreciere a modulului de deformaţie la un masiv cu si fără tensiuni iniţiale. Se poate întîmpla ca încărcarea pe care o aplicăm să ducă de fapt la descărcarea zonei respective din masiv (se obţine o curbă histerezis care include o suprafaţă foarte redusă, masivul dînd un modul mare ca valoare şi o variaţie pronunţat lineară).

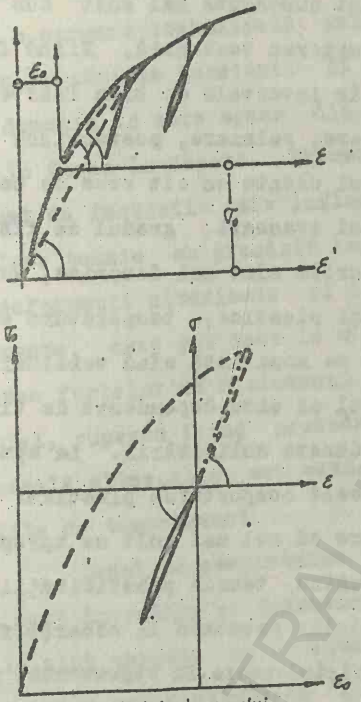


Fig.3.25. Efectul stress-ului

Considerarea masivului ca un material elastic are numai o valabilitate restrînsă şi condiţionată, de aceea acolo unde se depăşeşte limita de elasticitate sau intervine factorul timp, această ipoteză nu mai este valabilă.

Incercările au arătat că deformaţiile ireversibile (spre deosebire de cele elastice reversibile) care apar, pot fi spontane, întîrziate şi permanente.

De asemenea revenirea poate fi parţial reversibilă sau ireversibilă.

Aceste deformaţii ireversibile se datoresc fenomenelor de curgere plastică, care caracterizează plasticitatea materia-

lului respectiv. De toate aceste fenomene se ocupă reologia, care este ştiinţa despre curgere şi variaţia de formă a materialelor. In geologie aceste fenomene sînt cunoscute mai mult sub denumirea de curgere seculară, sau curgerea tectonică, fiind fenomene de deformare la scară mare şi în intervale de timp foarte lungi. Ele se caracterizează prin curgere, relaxare, postacţiune elastică.

Plasticitatea masivului creşte cu cît roca de bază este mai plastică, alterarea este mai avansată, gradul de fisurare este mai accentuat, cu cît fisurile sînt mai deschise, sau umplute cu un material cu proprietăţi plastice, temperatura este mai ridicată. S-a constatat că ea se manifestă cînd tensiunile ating o anumită valoare care la rîndul ei este dependentă de timp în sensul că scade cu cît creşte durata solicitării. La sporirea presiunii triaxiale se accentuează comportarea plastică.

Din experienţă se pare că cel mai mult se apropie de comportarea reală a scoarţei terestre teoria plasticităţii.

Plasticitatea materialului provoacă în scoarţă fenomenul de curgere lentă, care principial poate fi reprezentat prin curba din fig. 3.26.

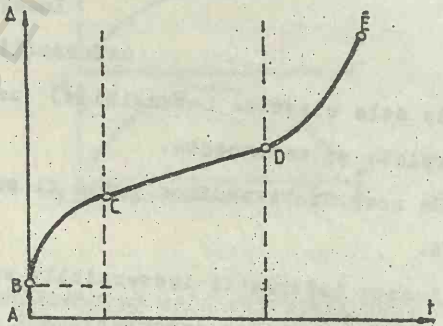



Fig.3.26. Curba de curgere lentă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din diagramă se observă că după o deformaţie care este independentă de timp, apar deformaţii dependente de timp. Ele iniţial au o viteză descrescătoare, pentru a ajunge la un moment dat la o curgere stabilizată avînd o viteză constantă. In final funcţie de mărimea tensiunii şi a timpului scurs poate să apară şi un domeniu în care apare din nou o creştere a vitezei care duce în final la rupere. Fenomenul de curgere lentă este condiţionat de factorii care influenţează plasticitatea. Din punct de vedere tehnic ea prezintă importanţă, în special acolo unde apar deformaţii ulterioare şi în situaţiile în care avem sarcini alternante, care pot duce la o rupere prin oboseală; prin deteriorarea forţelor de rezistenţă care rezultă din structura fisuraţiei, ruperea fiind precedată de o curgere lentă treptată. Fenomenele alternante sau variabile pot fi provocate şi de variaţiile de temperatură.

Legat de comportarea vîscos - plastică a masivului trebuie avut în vedere şi fenomenul de tixotropie, atunci cînd fisurile sînt umplute cu un material tixotropic, comportări tixotropice manifestîndu-se şi la sisteme de blocuri care pot prezenta mobilităţi parţiale.

Tixotropia este condiţionată de mobilitatea parţială a masivului, de gradul de separare a sistemului de fisuri şi de materialul de umplutură. Umpluturile plastice o măresc, ea fiind provocată în special la solicitări dinamice. Se pare că la sistemele de corpuri ea este provocată de trecerea de la frecarea de aderenţă la cea de alunecare.

In geomecanică în funcţie de scara geologică care trebuie aplicată la numeroase fenomene, la studiul proprietăţilor

masivului, ţinîndu-se seama în vederea şi factorul timp. Astfel rezistenţa [illegible] datorită fenomenului de curgere [illegible] şi coeficientul lui Poisson depind de viteza de încărcare. Efectul timpului este mai accentuat în cazul prezenţei apei sau în cazul unor tensiuni ridicate.

In aprecierea factorului timp va trebui să se aibă în vedere durata pentru care se consideră că masivul este caracterizat prin proprietăţile respective şi fenomenele care ar manifesta redistribuirea tensiunilor.

In ceea ce priveşte redistribuirea de tensiuni, aici se vor avea în vedere efectele postacţiunii elastice precum şi tensiunile remanente.

De asemenea prezintă importanţă, în legătură cu cele menţionate, durata menţinerii în echilibru a unui perete sau a unui tavan derocat, fenomen legat de influenţa factorului timp asupra stabilităţii unui masiv de rocă. S-a constatat că la galerii se poate stabili o corelaţie logaritmică între durata de menţinere în echilibru a tavanului unei galerii şi deschiderea liberă a acesteia.

Coeficientul lui Poisson s-a analizat relativ puţin pentru roci şi aproape de loc pentru masive. Este totuşi o mărime de foarte mare importanţă în problemele legate de excavaţii subterane, mişcări ale versanţilor la bazinele de retenţie şi alte fenomene bazate pe scăderea tensiunilor care au împiedecat un anumit interval de timp deformaţiile.

Analiza fenomenelor tectonice a dus la concluzia că coeficientul lui Poisson este influenţat de timp, crescînd ca valoare cu creşterea timpului în care a acţionat tensiunea. De

asemenea s-a ajuns la concluzia că acest coeficient creşte cu creşterea gradului de fisurare. Valoarea lui va scade cu timpul în care acţionează solicitarea este mai redus, scădere care este mai accentuată decît scăderea observată pentru modulul de deformaţie. Dovada în acest sens, sînt galeriile care s-au închis în decurs de cîteva secole. De asemenea s-a constatat fără a putea da cifre precise că, coeficientul lui Poisson variază funcţia de temperatură şi umiditate.

Fisuraţia care caracterizează masivul, influenţează atît modulul de deformaţie cît şi coeficientul lui Poisson. Una din ipotezele folosite în scopul luării în consideraţie a fisuraţiei, consideră că ea ar fi dirijată după trei direcţii perpendiculare.

Se consideră că deformaţia pe direcţia verticală $\delta_1$ ar fi egală cu:

$$\delta_1 = \delta_{e1} + \delta_{p1}$$

în care: $\delta_{e1}$ - deformaţia elastică a rocii dată de relaţia:

$$\delta_{e1} = \frac{\sigma_1 d_1}{E}$$

$d_1$-fiind grosimea blocului

$\delta_{p1}$- deformaţia plastică prin compresiune a fisurii dată de relaţia:

$$\delta_{p1} = \frac{c_1 d_1 \sigma_1}{\sigma}$$

$c_1$-fiind un coeficient ce depinde de $\nu$

Se introduce noţiunea de modul de deformaţie efectiv $E_{ef}$, al masivului "in situ", spre deosebire de modulul de deformaţie E al rocii. Se poate scrie:

$$\delta_{e1} + \delta_{p1} = \frac{\sigma_1 d_1}{E_{ef}} \quad \text{şi} \quad \delta_{e1} = \frac{\sigma_1 d_1}{E}$$

din care rezultă:

$$\frac{E_{ef}}{E} = \frac{\delta_{ei}}{\delta_{ei} + \delta_{pi}}$$

de unde:

$$\frac{\delta_{pi}}{\delta_{ei}} = \frac{E - E_{ef}}{E}$$

Această relaţie este valabilă pentru toate trei direcţiile principale şi dacă $d_1$ este de acelaşi ordin de mărime ca şi suprafaţa încărcată.

Ea permite determinarea modulului de deformaţie efectiv din masiv dacă celelalte mărimi sînt cunoscute.

In cazul în care deplasările $\varepsilon_3 = 0$, coeficientul lui Poisson $\nu$ al rocii trebuie înlocuit cu coeficientul lui Poisson efectiv $\nu_{ef}$ egal cu

$$\nu_{ef} = \nu \frac{\delta_{e3} + \delta_{p3}}{\delta_{e3}}$$

Dacă $\varepsilon_3 = 0$ şi $\sigma_2 = \sigma_3$ atunci din ecuaţia generalizată a lui Hooke se poate scrie:

$$\sigma_3 - \nu_{ef} \cdot \sigma_1 - \nu_{ef} \sigma_3 = 0$$

sau

$$\nu_{ef} = \frac{\sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3}$$

Raportul tensiunilor principale fiind funcţie de $\nu_{ef}$ respectiv de $\frac{\delta_{e3}}{\delta_{p3}}$

Raporturile $\frac{E}{E_{ef}}$ şi $\frac{\nu}{\nu_{ef}}$ depind de deschiderea fisurii dirijate normal faţă de direcţiile "1" şi "3"

Presupunînd că raportul dintre deplasările plastice şi elastice după direcţiile "1" şi "3" este acelaşi, se poate scrie

$$\frac{\delta p_3}{\delta e_3} \simeq \frac{\delta p_1}{\delta e_1}$$

respectiv:

$$\frac{Eef}{E} = \frac{\nu}{\nu_{ef}} = \nu \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{\sigma_3}$$

Cum au arătat experienţele, pentru $\nu = 0{,}25$, modulul de deformaţie $Eef = \frac{E}{2}$ este confirmat de realitate.

### 3.2.8. Proprietăţile mecanice legate de tehnologiile de lucru în masiv

La executarea lucrărilor în roci tari pe lîngă definirea unor indici la care s-a avut în vedere proprietăţile fizico-mecanice strîns legate de natura lor, în practică se dovedesc foarte utile o serie de proprietăţi care le caracterizează din punct de vedere a proceselor tehnologice care se execută cu ocazia lucrărilor efectuate în aceste roci.

Aici trebuie menţionată în primul rînd duritatea, care este proprietatea de a se opune pătrunderii într-un anumit corp a unui corp tare. In înţeles mai restrîns este rezistenţa la acţiunii mecanice prin zgîrieri, roadere, comprimare, radere. Ea depinde de mărimea coeziunii de reţea şi a coeziunii de aderenţă.

Pentru aprecierea durităţii mineralelor se foloseşte scara de duritate Mohs care ne dă duritatea relativă a unui mineral. In afară de această clasificare există numeroase metode şi clasificări, pentru a putea caracteriza un corp în privinţa durităţii sale.

Aici intervine cu o pondere deosebită experienţa lucrărilor executate în rocile tari, chiar dacă în numeroase cazuri

încă nu s-a reuşit să se dea o definiţie precisă a proprietăţii respective care să poată fi reflectată printr-un indice tehnic. Caracterizarea rocilor în acest caz, are un caracter mai mult calitativ, permiţînd însă aprecieri privind tehnologii de lucru care se pot aplica, utilaje indicate în condiţiile concrete date, evaluări de costuri.

In acest sens o primă noţiune este legată de stabilitatea unui perete de rocă care a rezultat din executarea unei săpături, în cazul de a hotărî dacă sînt sau nu sînt necesare sprijiniri.

Experienţa şi condiţii similare, din alte amplasamente întîlnite într-un amplasament, permit o apreciere în acest sens. Această noţiune nu poate fi valorificată fără a ţine seama că ea cuprinde în mod implicit şi factorul timp şi că la taluze intervine înălţimea şi panta sa, iar la galerii forma şi dimensiunile lor. In acest sens s-au întocmit diagrame în care funcţie de natura rocii şi gradul ei de fisurare precum şi mărimea golului se dă pentru galerii în mod informativ timpul menţinerii echilibrului. Aici va trebui să se aibă în vedere şi influenţa stării de tensiuni din masiv şi că această stabilitate este o mărime vectorială, adică dependentă de o anumită direcţie în spaţiu.

Un alt fenomen este legat de faptul că după executarea excavaţiei există posibilitatea unor surpări ulterioare a unor anumite volumuri izolate de rocă, condiţionată de o slabă legătură dintre elementele care alcătuiesc masivul şi care nu conduc la pierderea stabilităţii întregului tavan sau a peretelui unei lucrări subterane.

Fenomenul este condiţionat de gradul de fisurare, de procentul de separare a suprafeţei fisurii şi de poziţia planului fisurii în raport cu sensul gravitaţiei, şi poziţia suprafeţei libere. Intervin de asemenea factori ca umeziri, vibraţii şi redistribuiri de tensiuni.

O altă caracteristică este proprietatea unui masiv de a exercita presiuni de valoare ridicată asupra armării unor galerii. Aceste presiuni pot fi consecinţa unei presiuni litostatice ridicate sau a rezistenţei reduse a rocii din care este alcătuit masivul. Fenomenul se manifestă prin deformaţii puternice care sînt dirijate spre golul executat, ceea ce nu impune în mod obligatoriu pierderea rezistenţei rocii şi a stabilităţii ei.

In ceea ce priveşte comportarea la operaţiile de abataj, uşurinţa efectuării derocării este de asemenea un indice foarte util în practică, care trebuie corelat cu tehnologia şi utilajele folosite. Aici se are în vedere caracteristicile masivului (alterare, fisuraţie, prezenţa apei etc.) şi nu roca în sine.

O altă proprietate este cea legată de usurinţa prelucrării rocii din masiv la dimensiunile dorite, un rol important revenind aici şi tehnologiei de execuţie. Cu cît masivul se prezintă mai moale şi mai tenace, lipsit de fisuri sau cu fisuri mici, prelucrarea va fi mai uşoară, nefiind necesare excavaţii suplimentare pentru a obţine forma dorită (de exemplu secţiunea unei galerii). Existenţa unor fisuri mari, blocuri în formă de dală, grad de separare puternic necesită excavaţii suplimentare. Unele blocuri pătrund în secţiunea excavaţiei, altele se prăbuşesc în golul realizat.

Legată de caracteristica menţionată mai sus, este o caracteristică care are în vedere rezistenţa la antrenare la apă a unei zone din masiv, care în momentul în care s-a intervenit asupra unei porţiuni care îi asigură stabilitatea, înlăturînd-o poate declanşa fenomene de sufoziune foarte periculoase.

Se va avea în vedere şi gradul de înmuiere al unei roci, specific rocilor capabile de a absorbi o mare cantitate de apă datorită golurilor sau proprietăţilor dinamico-minerologice. Masivul se va putea înmuia fie cînd roca de bază posedă aceste proprietăţi fie cînd în fisuri avem un material capabil de a se înmuia. Aici prezintă un interes deosebit dacă zăcămîntul susceptibil înmuierii se învecinează cu straturi care permit un acces uşor apei.

Din punct de vedere practic interesează rezistenţa rocii relativ la posibilităţile de perforare şi al rezistenţei ei la explozii.

Aici joacă un rol important tenacitatea materialului, şi tăria sa care este sinonimă cu duritatea (care se referă la minerale sau roci monominerale).

Elementele avute în vedere pentru aprecierea rezistenţei la perforare sînt viteza de perforare şi rezistenţa de rupere la compresiune, rezistenţa de rupere la foc, consumul specific de explozivi pe $m^3$ de rocă, lucrul mecanic pentru a perfora un $cm^3$ de gaură de mină.

Aceste elemente sînt strîns legate de procedeul de abataj care trebuie precizat pentru fiecare caz în parte.

Pentru uşurinţa caracterizării unei roci tari, s-a căutat să se stabilească o serie de corelaţii între diferiţi indici

fizico - mecanici care reflectă proprietăţile acesteia.

Astfel pornind de la indicele de goluri care a mai fost denumit şi indicele de eroziune acesta a fost corelat cu vîrsta rocii, natura ei, gradul de alterare, deformabilitatea, rezistenţa la compresiune, viteza undelor seismice şi modulul de elasticitate.

Un indice de goluri redus reflectă vîrsta rocii, rezistenţa sa mare la compresiune, un modul de elasticitate ridicat ca valoare, o deformabilitate redusă, o alterare slabă şi o viteză mare a undelor seismice.

De asemenea s-a stabilit o corelaţie între indicele de goluri şi deformaţia liniară specifică la umflare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CAPITOLUL IV

## MECANICA ROCILOR

### 4.1. Starea de tensiuni în roci

#### 4.1.1. Modele mecanice

In problemele comportării rocilor sub acţiunea sarcinilor prezintă un interes deosebit, corelarea legilor mecanicii cu acele caracteristici naturale şi proprietăţi ale rocilor care caracterizează deformabilitatea lor.

Neglijînd celelalte proprietăţi ale rocilor, în raport cu cele care reflectă proprietăţile lor mecanice, noi înlocuim roca existentă reală, cu schema ei aproximativă, creată artificial. Ea ne permite să analizăm fenomenele naturale, din punctul de vedere dorit, cu ajutorul mecanicii, şi poate fi denumită model mecanic al rocii respective.

Din punct de vedere metodologic, studiarea modelelor mecanice trebuie privită ca una din formele gîndirii abstracte, care reprezintă un rol important în procesul cunoaşterii esenţei fenomenelor de deformaţie a rocilor sub acţiunea sarcinilor.

Folosirea modelelor mecanice la studiul deformabilităţii rocilor se poate face numai cu anumite rezerve. Calculele bazate pe aceste modele, nu dau o coincidenţă perfectă cu realitatea. Aceasta nu reduce însă cu nimic importanţa modelelor mecanice cînd modelul ales se apropie mult de condiţiile reale. Rezultă că una din problemele importante în acest domeniu este alegerea unui model mecanic adecvat modului în care se desfăşoară fenomenul real, atît din punct de vedere calitativ cît şi cantitativ.

Fiind vorba de modele mecanice care să reflecte legităţile deformării unui corp fizic corespunzător rocii, ele au fost

denumite modele reologice, avînd în vedere că reologia este ştiinţa care se ocupă cu legile generale ale deformaţiei corpurilor.

Funcţie de corelaţia dintre deformaţie şi tensiune distingem un corp euclidian (deformaţii nule), corp Hooke (corelaţia liniară), corp Newtonian (lichid vîscos), Saint Venant (frecare) şi lichidul Pascal (lichid ideal incompresibil) sau combinaţii ale acestor modele simple, în care corpurile enunţate mai sus sînt denumite elemente reologice. (fig.4.1.).

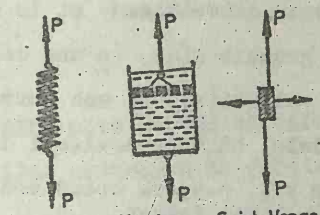


FIG. 4.1.

Pentru pămînturi s-a acceptat corelaţia liniară între tensiuni şi deformaţii, în ceea ce priveşte problema stării de tensiuni şi deformaţii din terenul de fundare. Ca modele pentru aceste probleme se folosesc modelul de calcul Fuss-Winkler, semispaţiul elastic, izotrop şi omogen şi semispaţiul elastic de grosime finită aşezat pe un fundament rigid (fig.4.2). Pentru problemele privind rezistenţa terenului de fundaţie şi stabilitatea sa se foloseşte modelul semispaţiului elastico-plastic şi semispaţiul la echilibrul limită.

Pămîntul, după cum s-a văzut este un mediu granular, iar roca tare un mediu discontinuu care poate fi asimilat cu o zidărie uscată.

Transmiterea sarcinilor se face în primul caz de la o granulă componentă la cealaltă, iar în cazul al doilea de la bloc la bloc.

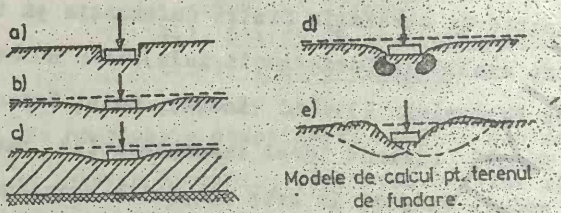



FIG. 4.2. a-model Fuss-Winkler; b-semispatiu elastic; c-semispatiu elastic pe fundatie rigida; d) semispatiu elastico-plastic; e-semispatiu la echilibru limita.

Distribuţia de tensiuni este discontinuă, şi în cazul rocilor moi, poate fi asimilată la granule mici, cu una continuă echivalentă. Acest mediu poate fi schematizat şi sub forma unui mediu discret, în care toate granulele sînt de acelaşi dimensiuni şi aceeaşi formă. (fig.4.3). In fig. 4.4, se arată modul de repartiţie a sarcinilor în acest mediu discret.

Granulele rocilor moi fiind destul de mici, s-a acceptat ipoteza unui mediu continuu, iar la rocile tari s-a considerat că discontinuităţile determinate de fisuraţie pot fi neglijate în prima aproximaţie dacă ele sînt fine şi mici, ceea ce a permis înlocuirea acestor medii cu un mediu continuu la care s-a luat în consideraţie o distribuţie continuă echivalentă.

Problema distribuţiei de tensiuni în terenul de fundare interesează în numeroase probleme legate de masive de roca în care se realizează lucrări inginereşti (construcţii, galerii etc.). Din modelele analizate s-a acceptat pentru realizarea practică a problemei, semispaţiul omogen, izotrop şi liniar deformabil, care se deosebeşte de semispaţiul omogen, izotrop şi elastic

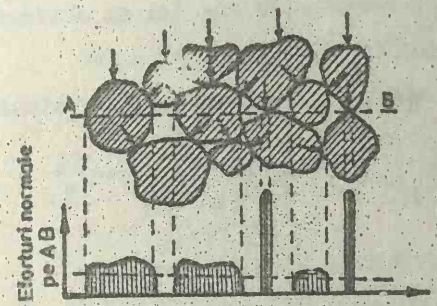



FIG.4.3. Eforturi unitare în granulele scheletului

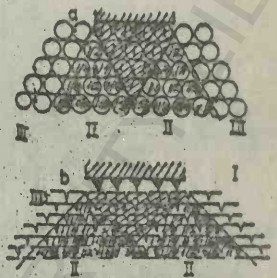



FIG.4.4. Scheme simplificate pt. eforturile unitare în semispatiul discret Granule sferice si prismatice.

numai prin faptul că deformaţiile care apar în el în urma tensiunilor provocate de sarcini, nu sînt elastice.

Astfel, considerînd din curba caracteristică a rocii numai porţiunea în care avem liniaritate între tensiuni şi deformaţii, pentru rezolvarea problemei distribuţiei de tensiuni putem folosi relaţiile date în teoria elasticităţii, cu observaţia că modulul de elasticitate se înlocuieşte cu modulul de deformaţie liniară, relaţia fiind valabilă după ce tensiunile şi deformaţiile s-au stabilizat. (fig.4.5).

4.1.2. Starea de tensiuni în semispaţiu

Cazul de încărcare ce permite prin extindere să se deducă uşor şi celelalte cazuri care interesează în practică, este acel al semispaţiului încărcat cu o sarcină concentrată (fig.4.6).

In practică din cele 9 tensiuni care iau naştere în semispaţiu sub această încărcare se ia în considerare numai tensiunea normală verticală $\sigma_z$ .

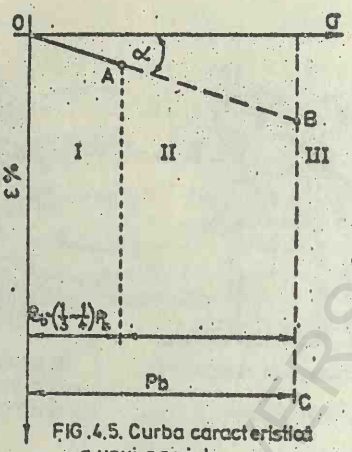



FIG.4.5. Curba caracteristică a unui pamint.

Relaţia de calcul pentru $\sigma_z$ este :

$$\sigma_z = \frac{3P}{2\pi} \cdot \frac{z^3}{R^5}$$

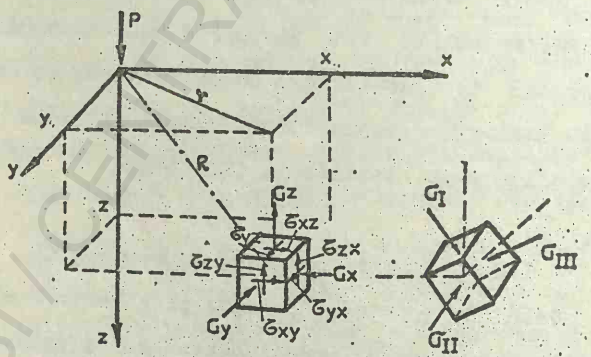



FIG.4.6. Echilibrul unui cub elementar.

Se observă că în punctul de aplicaţie al forţei valoarea tensiunii verticale tinde spre infinit ceea ce denotă că în

imediata apropiere a acesteia, tensiunile unitare depăşind limita de proporţionalitate, formulele demonstrate pentru mediile liniar deformabile nu mai pot fi aplicate.

Pentru a fi folosită în practică, expresia tensiunii verticale $\sigma_z$ se transcrie în forma:

$$\sigma_z = \frac{3P}{2\pi} \frac{z^3}{\sqrt{(r^2 + z^2)^5}} = \frac{3P}{2\pi z^2 \left[1 + \left(\frac{r}{z}\right)^2\right] 5/2} = K \frac{P}{z^2}$$

Variaţia în plan la diferite cote z şi în plan vertical la diferite distanţe de punctul de aplicaţie al forţei a tensiunii $\sigma_z$ rezultă din fig.4.7.

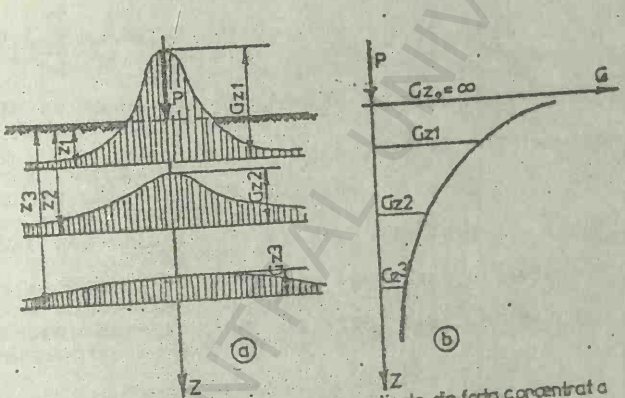



FIG.4.7. Diagramele eforturilor unitare verticale din forta concentrata
a-la diferite nivele
b-in axa fundatiei

Dacă pe suprafaţa orizontală care delimitează semispaţiul acţionează mai multe sarcini concentrate normale, atunci se poate aplica principiul suprapunerii efectelor (fig.4.8).

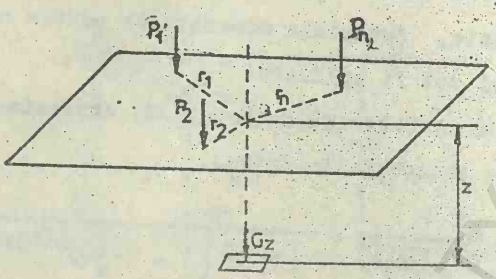



FIG.4.8.Sarcini distribuite pe un semispaţiu.

In acest caz $\sigma_z$ se poate calcula cu relaţia:

$$\sigma_z = \frac{1}{z^2}(K_1P_1 + K_2P_2 + \dots K_nP_n) = \frac{1}{z^2}\sum_{i=1}^{n} K_iP_i$$

Punctul în care se calculează tensiunea se află la cota z, iar $K_i$ este o funcţie de $r_i/z$.

In cazul în care semispaţiul este încărcat cu sarcini distribuite pe o suprafaţă, caz care se întîlneşte curent în practică, rezolvarea problemei se obţine folosind relaţia anterioară pentru semispaţiul încărcat cu o sarcină concentrată. (fig.4.9).

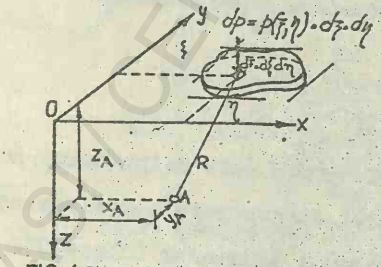



FIG.4.9. Sarcina uniform distribuită pe semispaţiu.

Se consideră o suprafaţă de dimensiunile $d\xi \cdot d\eta$ acţionată de o sarcină distribuită $p(\xi,\eta)$. Pe suprafaţa $d\xi \cdot d\eta$, această sarcină este uniform distribuită şi se aplică prin rezultanta ei $p(\xi,\eta) \times d\xi \times d\eta$ în centrul ei de greu-

tate. Tensiunea $d\sigma_z$ în punctul A produsă de această forţă concentrată se poate calcula cu relaţia:

$$d\sigma_z = \frac{3p(\xi,\eta)\cdot d\xi\cdot d\eta}{2\pi}\cdot\frac{z^3}{R^5} = \frac{3p(\xi,\eta)\cdot d\xi\cdot d\eta}{2\pi}\cdot$$

$$\cdot\frac{z^3}{\left[(x_A-\xi)^2+(y_A-\eta)^2+z_A^2\right]^{5/2}}$$

Integrînd această expresie pe suprafaţa pe care se exercită forţa distribuită $p(\xi,\eta)$ vom obţine valoarea totală a tensiunii $\sigma_z$ în punctul A.

Relaţia dedusă este valabilă pentru orice fel de încărcare şi orice formă pentru suprafaţa încărcată.

In realitate formele cele mai frecvente de suprafeţe fiind cele dreptunghiulare, avînd diferite valori ale raportului laturilor, şi cele circulare, soluţia generală s-a calculat pentru aceste suprafeţe.

De asemenea pentru suprafaţa dreptunghiulară, pentru a se simplifica problema, tensiunea a fost calculată pentru verticala care trece prin centrul şi prin colţul suprafeţei.

Pentru aceste două cazuri relaţiile de calcul sînt:

centru $\sigma_{zo} = \alpha_o p$

colţ $\sigma_{zo} = \alpha_c p$ în care

$\alpha_o$ şi $\alpha_c$ coeficienţi adimensionali care se pot lua din tabele;

p- sarcina uniformă distribuită care acţionează pe această suprafaţă.

Pentru suprafaţa circulară se foloseşte o relaţie asemănătoare:

$$\sigma_z = \alpha p$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In cazul în care punctele în care dorim să aflăm tensiunea verticală nu se află pe verticala care trece prin centrul sau colţul suprafeţei dreptunghiulare uniform încărcate, se foloseşte metoda punctelor de colţ, bazată pe principiul suprapunerii efectelor.(fig.4.10).

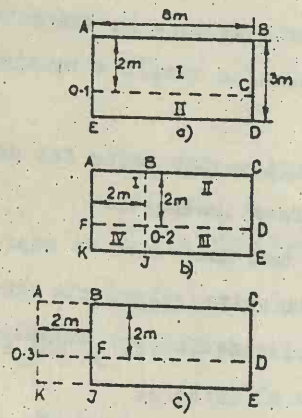



FIG.4.10 Metoda punctelor de colţ.

In cazul unui punct situat în interiorul unei suprafeţe, aceasta se împarte în patru suprafeţe componente în care punctul considerat se află în colţul comun celor patru suprafeţe. Tensiunea verticală la adîncimea z pe verticala care trece prin acel punct se va calcula cu relaţia :

$$\sigma_z = p\,(\alpha_{c1}+\alpha_{c2}+\alpha_{c3}+\alpha_{c4})$$

In cazul unui punct situat în afara suprafeţei dreptunghiulare se procedează în mod analog numai că aici se scade $\alpha_{c3}$(suprafaţa $ABFO_3$) şi $\alpha_{c4}$(suprafaţa $FIKO_3$) din $\alpha_{c1}$(suprafaţa $ACDO_3$) şi $\alpha_{c2}$(suprafaţa $DEKO_3$).

$$\sigma_z = p\,(\alpha_{c1}+\alpha_{c2}-\alpha_{c3}-\alpha_{c4}).$$

Pentru un calcul aproximativ cînd avem mai multe suprafeţe dreptunghiulare cu încărcări uniform distribuite diferite şi punctul în care vrem să calculăm tensiunea este la o oarecare distanţă de la aceste suprafeţe, se pot înlocui sarcinile uniform distribuite cu rezultantele lor aplicate în centrele de greu-

tate ale suprafeţelor aferente. In această situaţie sîntem în cazul unui semispaţiu încărcat cu forţe concentrate.

In cazul în care suprafaţa care transmite sarcina semispaţiului este perfect rigidă (nu suferă deformaţii proprii sub acţiunea acestei sarcini) ea nu mai urmăreşte deformaţiile semispaţiului, ci impune acestuia o deformaţie uniformă, cînd sarcina este centrică şi plană cînd sarcina este excentrică. Această problemă este cunoscută în teoria elastidităţii sub denumirea de problemă de contact, rezolvarea ei urmărind determinarea presiunilor pe talpa suprafeţei respective.

In cazul unei suprafeţe de rezemare cilindrice circulare acţionate centric (fig.4.11) mărimea presiunii pe suprafaţa de contact poate fi calculată cu expresia:

$$p_\rho = \frac{P}{2\pi R^2 \sqrt{1 - (\rho/R)^2}}$$

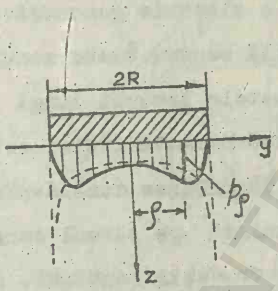



FIG. 4.11. Fundaţie rigidă circulară în spaţiu.

în care:

R este raza tălpii fundaţiei

ρ raza punctului în care determinăm presiunea de contact

P sarcina pe întreaga fundaţie.

După cum se vede, diagrama de presiuni se prezintă sub formă de şea. Presiunile cresc spre marginile tălpii fiind teoretic infinite pe conturul suprefeţei de rezemare. Acest rezultat nu corespunde cu realitatea şi eroarea se explică prin faptul că s-a admis variaţia liniară a deformaţiei funcţie de tensiuni, lucru care nu mai este valabil la tensiunile ce apar spre periferia tălpii.

4.1.3. Starea de tensiuni în semiplan.

Problema distribuţiei de tensiuni se simplifică într-un număr de cazuri, în care este vorba de o construcţie la care una din dimensiuni diferă mult ca ordin de mărime de celelalte două. In general se poate considera că acest lucru este valabil cînd raportul dimensiunilor este egal cu cel puţin 3.

Mărimea tensiunilor în acest caz nu depinde de coordonatele în direcţie normală pe planul transversal al construcţiei.

Folosind cele arătate, în loc de a studia construcţia respectivă în ansamblu, putem să studiem numai o fîşie din ea egală cu unitatea. Secţiunea studiată este perpendiculară pe direcţia lungimii construcţiei, fiind de asemenea necesar ca faţă de această direcţie să existe o simetrie geometrică şi mecanică. Ipoteza făcută este valabilă pentru toate secţiunile în afara celor marginale (de la capetele laturii lungi a construcţiei). Starea de tensiuni sub această fîşie este caracteristică pentru toată construcţia, încărcarea considerîndu-se că nu variază într-o direcţie perpendiculară pe planul considerat.

Situaţia se întîlneşte la: fundaţii continui, ziduri de sprijin, baraje de pămînt, diguri, baraje, galerii, puţuri, tunele etc.(fig.4.12).

Distribuţia de tensiuni într-un masiv liniar deformabil sub acţiunea unei sarcini liniare continui poate fi obţinută cu ajutorul problemei Flamant considerînd sarcina liniară ca un şir continuu de forţe concentrate constante ca mărime. (fig.4.13).

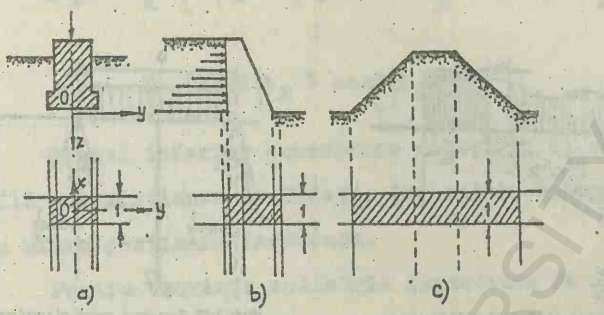



FIG.4.12.Schema de actiune a forţelor în condiţiile problemei plane:
a- fundaţie continuă; b- zid de sprijin; c- terasament de drum.

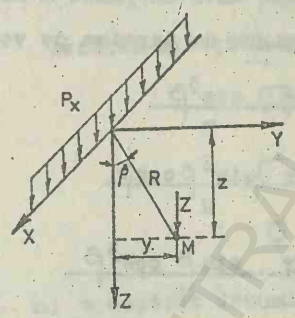



FIG 4.13. Sarcina uniform distribuită pe o lungime infinită.

Pentru un punct curent tensiunile se pot obţine detaşînd din semispaţiu o fîşie egală cu unitatea, ele fiind conform celor arătate neschimbate în lungul sarcinei liniare uniforme.

Valoarea tensiunilor se poate calcula cu expresiile:

$$\sigma_z = \frac{2P}{\pi} \cdot \frac{\cos^3\beta}{R} ; \sigma_y = \frac{2P}{\pi} \cdot \frac{\sin^2\beta \cos\beta}{R} ; \tau = \frac{2P}{\pi} \cdot \frac{\cos^2\beta \sin\beta}{R}$$

Rezultatele obţinute mai sus pot fi extinse şi pentru cazul unei sarcini distribuite pe semiplan pe o distanţă b după o lege oarecare (fig.4.14).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

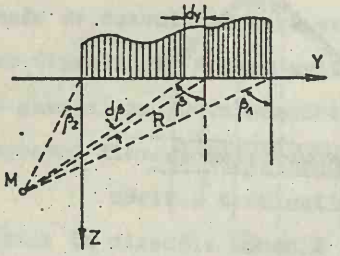



FIG. 4.14 Sarcina distribuita de lungime finita pe un semiplan.

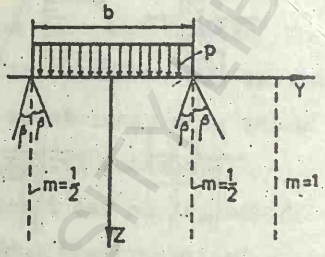



FIG. 4.15. Sarcina partial uniform distribuita.

Tensiunile care iau naştere într-un punct M datorită încărcării care se aplică pe o porţiune de lungime dy vor fi:

$$d\sigma_z = \frac{2p(y)dy}{\pi} \cdot \frac{\cos^3\beta}{R}$$

$$d\sigma_y = \frac{2p(y)dy}{\pi} \cdot \frac{\sin^2\beta\cos\beta}{R}$$

$$d\tau = \frac{2p(y)dy}{\pi} \cdot \frac{\sin\beta\cos^3\beta}{R}$$

Pentru a determina valoarea totală a tensiunii în punctul M provenită din toată încărcarea distribuită pe lăţimea b, expresiile de mai sus se vor integra între limitele $\beta_1$ şi $\beta_2$.

Făcînd substituţia:

$$dy = \frac{R\,d\beta}{\cos\beta}$$

şi efectuînd integrarea se obţine:

$$\sigma_z = \frac{p}{\pi}\left[(\beta_1 \mp \beta_2) + \left(\frac{\sin 2\beta_1}{2} \mp \frac{\sin 2\beta_2}{2}\right)\right]$$

$$\sigma_y = \frac{p}{\pi}\left[(\beta_1 \mp \beta_2) + \left(\frac{\sin 2\beta_1}{2} \mp \frac{\sin 2\beta_2}{2}\right)\right]$$

$$\tau = \frac{p}{\pi}(\cos 2\beta_2 \mp \cos 2\beta_1)$$

Semnul inferior corespunde situației în care punctul M se află sub porțiunea încărcată, iar cel de deasupra cînd se află în afara porțiunii încărcate.

Pentru ușurința aplicării formulelor se face următoarea substituție:

$$\beta_1 - \beta_2 = \omega$$

$$\beta_1 + \beta_2 = \psi$$

Rezultă relațiile:

$$\sigma_x = \frac{p}{\pi}(\omega + \sin\omega\cos\psi)$$

$$\sigma_y = \frac{p}{\pi}(\omega - \sin\omega\cos\psi)$$

$$\tau = \frac{p}{\pi}(\sin\omega\sin\psi)$$

$\omega$ a căpătat denumirea de unghi de vedere. Calculînd expresiile pentru tensiunile principale, pe baza cunoașterii tensiunilor $\sigma_x$, $\sigma_y$ și $\tau$ se obține:

$$\sigma_{1,2} = \frac{p}{\pi}(\omega \pm \sin\omega)$$

$$\alpha_1 = \frac{\psi}{2} = \frac{\beta_1 + \beta_2}{2}$$

Pentru întocmirea unor tabele este mai comod să se folosească coordonatele carteziene sub forma unor coordonate adimensionale (fig.4.15).

Se notează y/b = m şi z/b = n, iar sarcina continuă repartizată se consideră uniform repartizată.

Valorile tensiunilor se calculează cu relaţiile:

$$\sigma_z = \alpha_z \cdot p$$

$$\sigma_y = \alpha_y \cdot p$$

$$\tau = \alpha_\tau \cdot p$$

Considerînd tensiunea constantă, relaţiile care ne furnizează valorile lor pentru diferite puncte din semiplan devin expresii care în coordonate plane reprezintă nişte curbe care sînt locul geometric al punctelor avînd aceleaşi valori ale tensiunilor. Ele poartă denumirea de curbe izobare şi sînt foarte practice pentru rezolvarea unei serii de probleme în mecanica rocilor (fig.4.16). Cu ajutorul lor se pot da răspunsuri la următoarele probleme:

Determinarea zonei de influenţă a încărcării în masivul respectiv, zonă denumită deseori şi bulb de presiune. In această zonă apar în terenul de fundaţie tensiuni $\sigma_z$ mai mari decît o anumită valoare. Cunoscînd această zonă, se poate stabili gradul în care fundaţia influenţează o fundaţie vecină, şi se poate stabili adîncimea pînă la care trebuie făcute forajele pentru prelevarea de probe, care să servească la determinarea proprietăţilor rocilor.

Diagramele cuprinzînd izobarele ne dau imaginea sintetică a distribuţiei tensiunilor în masiv pe orizontală şi pe verticală.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

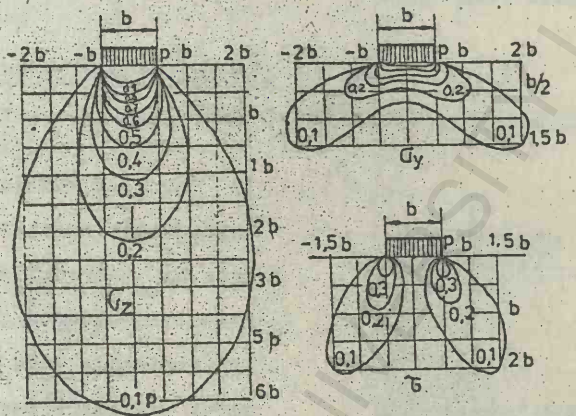



FIG.4.6. Curbe izobare.

Diagramele ne dau curbele izobare ale tensiunilor $\sigma_z$, $\sigma_y$ şi $\tau$ pentru diferite raporarte dintre valoarea tensiunii şi a încărcării exterioare uniform distribuite.

In cazul în care suprafaţa care transmite încărcarea este perfect rigidă, există o legătură nedeformabilă dintre diferitele puncte care formează talpa, ceea ce face ca la o sarcină centrică tasarea să fie uniformă sub toată fundaţia.

Pentru o sarcină centrică, valoarea tensiunii verticale în planul de contact este dată de relaţia:

$$p = \frac{P}{\pi \sqrt{\frac{b^2}{4} - y^2}}$$

Dacă se neglijează frecarea pe talpă, diagrama este simetrică şi prezintă două asimptote corespunzătoare marginilor fundaţiei (fig.4,17).

### 4.1.4. Starea de tensiuni provocată de sarcina geologică

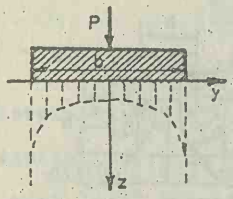


Fig. 4.17 Fundaţie rigidă acţionată centric

Cazurile analizate au luat în considerare numai tensiunile provocate de încărcările exterioare. In realitate acestea trebuie adăugate la tensiunile care provin din greutatea proprie a semispaţiului sau semiplanului.

Tensiunile provenite din greutatea proprie a semispaţiului sau semiplanului depind de greutatea volumică a rocilor din care este alcătuit, adîncimea apelor subterane faţă de suprafaţă, presiunea întâlnită în apa subterană şi mişcarea ei. Variaţia greutăţii volumice în subzona capilară se neglijează.

Valoarea tensiunii normale verticale va fi egală cu sarcina geologică, respectiv greutatea proprie a coloanei de rocă situată deasupra punctului considerat, raportată la unitatea de suprafaţă.

$$\sigma_z = \sum_{i=1}^{n} \gamma_i z_i$$

$\gamma_i$ este greutatea volumică a unui strat

$z_i$ grosimea stratului respectiv

$n$ numărul de straturi de la suprafaţă pînă la adîncimea punctului în care calculăm această tensiune

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tensiunile în plan orizontal $\sigma_x$ și $\sigma_y$ se determină din condiția unor deformații specifice orizontale egale cu 0 și au valoarea:

$$\sigma_x = \sigma_y = K_o \sigma_z$$

$K_o$ este coeficientul de împingere laterală în stare de repaus.

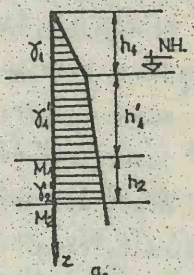



Fig.4.18.Eforturi unitare din sarcina geologica in prezenta apei subterane

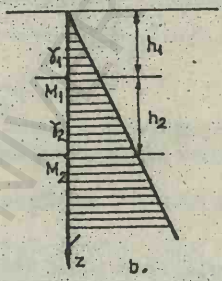



Fig4.18. Distribuirea eforturilor unitare din sarcina geologică

In figurile 4.18 a și 18 b, se dau diagramele variației tensiunii $\sigma_z$ cu adîncimea într-un teren de fundație în care există și nu există apa subterană. Pentru porțiunea de teren în care există apă subterană, zonă de sub nivelul apei subterane se caracterizează prin faptul că în ea se introduce în calcul greutatea pământului submersat.

In cazul în care există un strat de nisip de grosime $h_4$ în profilul geologic, care conține apă subterană sub presiune, diagrama distribuției în adîncime a tensiunii $\sigma_z$ are o discontinuitate (între stratul de nisip și cel de argilă) egală cu diferența de nivel piezometric

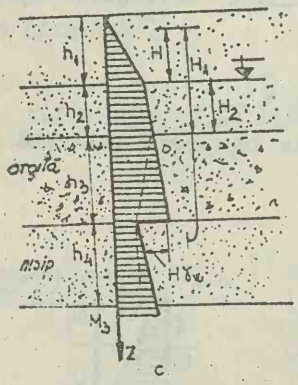



Fig 4.18. Efectul unui strat de apă sub presiune ($h_4$)

$\gamma_w(H_1 - H_2)$

între apa din stratul de grosime $h_4$ și cea din stratul de grosime $h_2$. Această diferență de presiune se consumă pentru asigurarea filtrației prin stratul de permeabilitate redusă $h_3$. Diagrama de variație a tensiunii $\sigma_z$ pe grosimea $h_3$ este dată de linia întreruptă care arată pierderea de presiune a apei care se deplasează prin stratul de grosime $h_3$ (fig.4.18 c).

### 4.1.5. Influența anizotropiei și neomogenității asupra distribuției de tensiuni în roci.

In stabilirea relațiilor de calcul pentru determinarea stării de tensiuni într-un masiv de roci s-a acceptat ideea unui semispațiu omogen și izotrop.

In realitate sînt cazuri în care masivul nu prezintă izotropie, proprietățile sale mecanice avînd valori diferite după diferite direcții în spațiu. In cazul în care este vorba de o rocă cu proprietăți mecanice diferite în spațiu, rezolvarea matematică a problemei stării de tensiuni este foarte dificilă. In general un corp anizotrop la care există o relație liniară între tensiuni și deformații este caracterizat prin 21 moduli de deformație care se determină pe cale experimentală.

Acest număr de moduli de deformaţie scade în cazul în care există o simetrie.

Rezolvarea practică a problemei s-a făcut numai pentru unele cazuri particulare mai des întîlnite în practică. Astfel cînd linia de acţiune a forţei concentrate exterioare coincide cu direcţia după care avem valoarea maximă a modulului de deformaţie, în lungul direcţiei valorii maxime a modulului de deformaţie are loc o concentrare a tensiunilor. Pe această bază s-a dedus o relaţie cu caracter semiempiric care ne dă tensiunea normală verticală.

$$\sigma_z = \frac{\nu P}{2\pi} \frac{z^{\nu}}{R^{\nu+2}}$$

In această relaţie $\nu$ a căpătat denumirea de factor de concentrare. In cazul în care $\nu$ este 3 regăsim relaţia pentru un mediu izotrop. Cu cît factorul de concentrare are o valoare mai mare cu atît tensiunile pe linia de acţiune a forţei vor fi mai mari (fig.4.19).

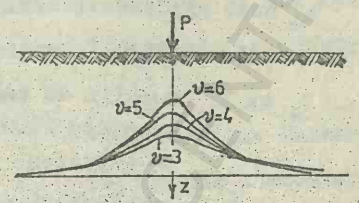


Fig.4.9 Variatia efortului unitar functie de valoarea factorului de concentrare

In cazul în care avem valori diferite ale modulului de deformaţie după verticală şi după orizontală ($E_V$ şi $E_H$) pentru semispaţiul încărcat cu o forţă concentrată $\sigma_z$ se poate calcula cu relaţia:

$$\sigma_z = \frac{P}{\pi} \frac{z^3(1+K+K^3)}{K(1+K)} \frac{1}{R^5}$$

K avînd expresia $K = \sqrt{\frac{E_H}{E_V}}$

S-a constatat că diferenţa dintre cazul izotrop şi anizotrop este sensibilă numai la diferenţe mari între modulii de deformaţie.

Un caz practic des întîlnit este acel al unui teren stratificat, fiecare strat luat în parte fiind izotrop. În această situaţie s-a introdus noţiunea de grosime echivalentă. Prin grosime echivalentă se înţelege grosimea convenţională a stratului superior avînd acelaşi modul de deformaţie ca stratul de desubt, strat superior care la baza sa la o anumită încărcare prezintă o tensiune egală cu cea a stratului real avînd o grosime dată, strat de modul de elasticitate diferit de cel al stratului de desubt. (fig.4.19 a)

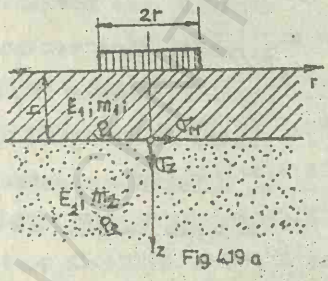


Fig 4.19 a

Mărimea grosimii echivalente se poate calcula cu relaţia:

$$h_e = \alpha h_s \sqrt[n]{\frac{E_s}{E_i}\,\frac{\rho_i}{\rho_s}} \cdot \text{în}$$

$h_s$ este grosimea reală a stratului superior

$E_s$ şi $E_i$ modulii de deformaţie a straturilor superior şi inferior.

$\rho_s$ şi $\rho_i$ densităţile pentru stratul superior şi inferior

$\alpha$ un coeficient care variază între 0,9 şi 1,0 funcţie de autori

$n$ ordinul radicalului care se ia între 2,5 şi 3,0 funcţie de autori.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un caz deosebit în ceea ce priveşte terenul stratificat este acel în care stratul inferior este nedeformabil (perfect rigid). Se observă în această situaţie, o concentrare puternică a tensiunilor în stratul superior, pe linia de acţiune a forţei, care sporeşte cu reducerea grosimii stratului superior.

### 4.2. Starea de deformaţie într-un masiv de roci.

#### 4.2.1. Calculul tasării finale ca aplicare directă a teoriei mediilor liniar deformabile.

Pentru a cunoaşte efectul unei încărcări exterioare asupra unui masiv de rocă în afară de starea de tensiuni trebuie cunoscută şi starea de deformaţie.

Deformaţiile terenului de fundare se traduc sub talpa fundaţiei prin deplasări ale suprafeţei de rezemare faţă de poziţia pe care aceasta o avea înainte de executarea construcţiei.

Aceste deplasări atunci cînd sînt verticale poartă denumirea de tasări şi pot avea repercusiuni neplăcute asupra exploatării normale a construcţiei şi a rezistenţei structurii sale.

Deformaţiile terenului de fundare sînt:

- tasarea absolută a fundaţiei, în cazul în care construcţia are mai multe fundaţii independente (izolate)
- tasarea medie a construcţiei, calculată ca media aritmetică a tasărilor absolute în număr de cel puţin 3.

Se pune condiţia ca diferenţa acestora faţă de tasarea medie să nu depăşească pe aceasta cu mai mult de 50 %.

- tasarea relativă, reprezentînd diferenţa de tasare a două fundaţii învecinate raportată la distanţa între ele.

BCU "ASSENTRA" UNIVERSITY LIBRARY

- înclinarea fundației care se exprimă prin diferența de tasare a două puncte extreme raportată la lungimea, lățimea sau diametrul fundației.
- încovoierea relativă care se exprimă prin raportul între săgeata și lungimea părții de construcție care se încovoaie.

Deformarea terenului de fundație este provocată de o serie de fenomene care iau naștere în rocile din care este alcătuit și care au fost analizate în detaliu în cadrul problemei proprietăților fizico-mecanice ale rocilor.

Deformarea uniformă a terenului de fundare nu este periculoasă pentru construcție și poate duce numai la unele dificultăți în exploatarea ei.

Deformarea neuniformă a terenului de fundare introduce în structura de rezistență a construcției solicitări suplimentare care pot duce la distrugerea elementelor din care este alcătuită.

Din cele arătate s-a văzut că pentru a cunoaște modul în care se deformează terenul de fundare este necesar să cunoaștem deformațiile sale în diferite puncte.

Pentru rezolvarea problemei se admit aceleași ipoteze ca și la determinarea stării de tensiuni și anume că masivul de roci este omogen, izotrop și liniar deformabil. Rezultatele sînt valabile pentru presiuni care nu depășesc limita de proporționalitate pentru rocile din care este alcătuit terenul de fundare.

La rezolvarea problemei se pornește de la soluția din teoria elasticității, care dă mărimea componentei verticale a

deplasării unui punct, cînd în origine acţionează o forţă concentrată de valoare P. (fig.4.20).

$$w = \frac{P}{4\pi G}\left[\frac{z^2}{R^3} + \frac{2(1-\nu)}{R}\right]$$

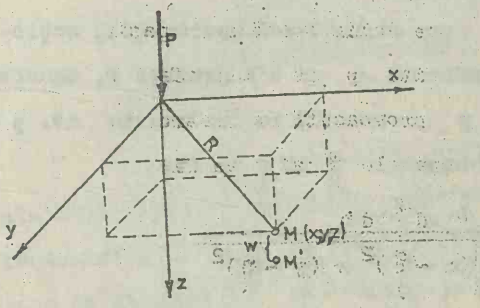



Fig. 4.20 Deformaţiile într-un semispaţiu sub o sarcină concentrată

Pentru rezolvarea practică a problemei se folosesc două căi:

Prima cale consideră întreaga tasare pe o adîncime a pachetului de straturi practic infinită şi care are valoarea cea mai mare la suprafaţa semispaţiului.

A doua cale ia în considerare deformaţiile unor straturi elementare a căror sumă dă în final tasarea totală a pachetului pe o adîncime care corespunde zonei în care se resimte efectul încărcării de la suprafaţă, denumită zonă activă. Deformabilitatea fiecărui strat se apreciază pe baza încercărilor de compresibilitate efectuate în laborator cu ajutorul edometrului.

In prima cale se considera un semispaţiu încărcat în origine cu o forţă concentrată de mărime P, denivelările provocate de această încărcare la suprafaţa semispaţiului putîndu-se calcula particularizînd expresia lui w pentru Z = 0.

$$w_o = \frac{P}{4\pi G}\,\frac{2(1-\nu)}{R}$$

în care introducînd

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)}$$ obţinem

$$w_o = \frac{P}{\pi ER}(1-\nu^2)$$

R este distanța dintre punctul în care se aplică forța P și punctul de pe suprafața semispațiului în care se produce tasarea $w_o$.

Dacă pe suprafața care delimitează semispațiul acționează o forță uniformă distribuită p pe o suprafață F, tasarea în punctul de coordonate x, y provocată de încărcarea dF. p de pe suprafața dF având coordonatele $\xi$ și $\eta$ va fi:

$$dw_o = \frac{p \cdot d\xi \cdot d\eta}{\pi E R \sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2}}$$

Tasarea provocată de toată încărcarea care se aplică pe suprafața F se obține prin integrarea expresiei pentru $dw_o$ pe aria F. (fig.4.21).

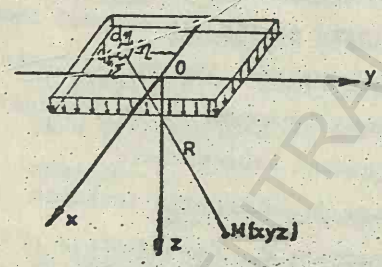



Fig.4.21 Semispațiu încărcat cu o sarcină distribuită pe o suprafață dreptunghiulară

Sub o formă simplificată rezultatul este:

$$w = \frac{pb\omega}{E}(1-\nu^2)$$

Coeficientul $\omega$ este funcție de forma fundației, de raportul laturilor ei dacă este dreptunghiulară, de rigiditatea ei și de punctul în care dorim să determinăm tasarea.

Comparînd tasările calculate cu această formulă cu tasările reale s-a obținut diagrama din fig. 4.22. Tasările reale sînt mai reduse deoarece deformațiile apar în realitate numai în zona activă și valoarea modulului de deformație crește de obicei cu adîncimea.

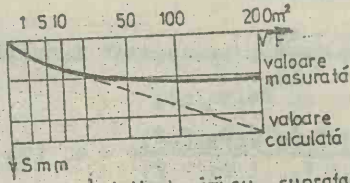



Fig 4.22. Variația tasării cu suprafața de rezemare

Avînd în vedere diferențele de tasare pentru valori mari ale suprafeței de rezemare, relația pentru calculul tasării se recomandă a fi folosită pentru fundații izolate pătrate cu latura de maximum 3 m sau suprafețe dreptunghiulare avînd suprafața mai mică de 12 $m^2$, precum și la tălpi continui cu o lățime mai mică de 1 m. Pachetul compresibil va trebui să fie uniform, de o grosime mai mică de 6-8 m, presiunea transmisă prin fundație nu va trebui să depășească 3 daN/$cm^2$.

### 4.2.2. Calculul tasării ca aplicație a rezultatelor de laborator.

A doua cale de determinare a tasării denumită metoda însumării tasărilor straturilor elementare, are în vedere împărțirea rocilor din zona activă a fundației în mai multe straturi a căror grosime să nu fie mai mare de 0,4 b și cel mult 1 m. In cadrul ei se poate ține seama de faptul că terenul de fundare este stratificat astfel că ipoteza de omogenitate și izotropie este valabilă eventual numai în cuprinsul fiecărui strat în parte. Pentru calcul se folosesc rezultatele experimentale ale încercării în edometru.

Tasarea relativă în edometru pentru o creștere a presiunii uniform distribuite de la valoarea $p_1$ la valoarea $p_2$ se

poate calcula cu relaţia:

$$\left(\frac{\Delta h}{h_o}\right) = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_o} \cdot \quad \text{respectiv înmulţind cu} \quad \frac{p_2 - p_1}{p_2 - p_1}$$

$$\left(\frac{\Delta h}{h_o}\right) = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_o} \cdot \frac{p_2 - p_1}{p_2 - p_1} = m_v (p_2 - p_1) \quad \text{în care}$$

$$m_v = \frac{1}{(1 + e_o)(p_2 - p_1)} (e_1 - e_2) = \frac{1}{M}$$

Din curba compresiune tasare rezultă că:

$$\frac{\Delta h_2}{h_o} = \varepsilon_2 \quad \text{şi} \quad \frac{\Delta h_1}{h_o} = \varepsilon_1 \quad \text{prin urmare}$$

$$\left(\frac{\Delta h}{h_o}\right) = (\varepsilon) = \varepsilon_2 - \varepsilon_1 = \Delta h_2/h_o - \Delta h_1/h_o \quad \text{respectiv}$$

$$\Delta h = \Delta h_2 - \Delta h_1 = \Delta s = (\varepsilon_2 - \varepsilon_1) h_o = \frac{p_2 - p_1}{M} h_o$$

La aplicarea în practică a acestei relaţii de calcul pentru determinarea mărimii tasării terenului amplasat sub o fundaţie se procedează în felul următor.(fig.4.23).

In primul rînd se ţine seama de faptul că fundaţia acţionează asupra terenului la o anumită adîncime sub suprafaţă denumită adîncime de fundare (D). Prin realizarea excavaţiei, sarcina geologică se reduce cu mărimea $\gamma \cdot D$, astfel că dacă fundaţia transmite o presiune uniform distribuită p, în realitate sarcina suplimentară care produce tasarea terenului are valoarea $p - \gamma \cdot D$ denumită presiune netă şi notată cu $p_n$.

Pentru calculul tasării se împarte terenul de fundare în straturi orizontale, denumite straturi elementare, în aşa fel ca limita lor să coincidă cu limita a două straturi de natură litologică diferită.

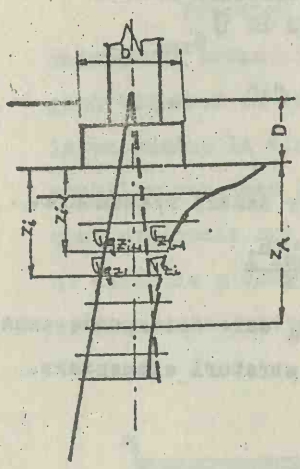


Fig 4.23

Se construiesc diagramele de sarcină geologică în care se ţine seama de variaţia greutăţii volumice funcţie de natura litologică şi cea de tensiuni normale verticale provenite din suprasarcina provocată de fundaţie în care se face aproximaţia că terenul este omogen, izotrop şi liniar deformabil. In această situaţie pentru un strat elementar "i" vom avea tensiuni diferite la partea lui superioară şi la partea lui inferioară şi anume pentru sarcina geologică $\sigma_{gzi}$ şi $\sigma_{gz_{i-1}}$, iar pentru tensiunea normală verticală $\sigma_{zi}$ şi $\sigma_{zi-1}$.

Mărimea lui $\sigma_{zi}$ se poate calcula cu relaţia:

$$\sigma_{zi} = \alpha_i p_n$$

Pentru stratul "i" se consideră că tensiunile medii care acţionează pe grosimea lui ar fi:

$$\sigma_{g_{zmi}} = \frac{\sigma_{gzi} + \sigma_{gzi-1}}{2} \text{ şi } \sigma_{zmi} = \frac{\sigma_{zi} + \sigma_{zi-1}}{2}$$

Aplicînd relaţia pentru calculul tasării, mărimea tasării unui strat elementar va fi:

$$\Delta s_i = \frac{p_2 - p_1}{M} h_i \quad \text{în care}$$

$p_2$ este tensiunea la mijlocul stratului după executarea construcţiei, egală cu $\sigma_{zmi} + \sigma_{g_{zmi}}$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$p_1$ este tensiunea la mijlocul stratului înainte de executarea construcţiei egală cu $\sigma_{g_{zmi}}$

$h_i$ grosimea stratului elementar "i"

relaţia devenind: $\Delta s_i = \frac{\sigma_{zmi} \cdot h_i}{M}$

Tasarea totală va fi suma acestor tasări elementare.

$$s = \sum_{i=1}^{n} \Delta s_i = \sum \frac{\sigma_{zmi} h_i}{M}$$

respectiv suma se face pînă la adîncimea $z_A$ care corespunde zonei active şi care cuprinde un număr "n" de straturi elementare. Zona activă se determină din condiţia:

$$0{,}2\,\sigma_{gz} > \sigma_z$$

Comparînd rezultatele acestui calcul cu tasările reale s-a ajuns la concluzia că trebuie introduse corecţii în sensul că M trebuie înmulţit cu un coeficient $M_o$ care depinde de natura litologică a terenului, de consistenţă şi porozitate, iar valoarea totală a tasării se înmulţeşte cu 0,8.

Formula de calcul devine astfel:

$$s = 0{,}8 \sum_{i=1}^{n} \frac{\sigma_{zmi} h_i}{MM_o}$$

Mărimea produsului $MM_o$ coincide cu modulul de deformaţie liniară determinat pe teren cu placa.

La noi în ţară calculul tasărilor este reglementat prin standardul S.T.A.S. 3300-77.

4.2.3. Desfăşurarea tasării în timp (consolidarea monodimensională).

Practica a arătat că tasarea unei construcţii datorită deformării terenului de fundaţie se desfăşoară în timp, atingînd valoarea ei finală la intervale de timp care diferă de la un pămînt la altul. Astfel la nisipuri tasarea ajunge la stabilizarea încă în timpul execuţiei construcţiei, pe cînd la roci argiloase moi saturate cu apă ea depăşeşte cu mult durata de execuţie a construcţiei. In fig.4.24, se dau în mod comparativ tasările funcţie de timp pentru un pămînt nisipos şi unul argilos. Se constată că rocile moi cu granule mari dau un timp de stabilizare a tasării mai redus. Analizînd fenomenele ce au loc în rocile moi (pămînturi) cu ocazia îndesării sale şi care au fost tratate în cadrul compresibilităţii, s-a ajuns la concluzia că în procesul desfăşurării tasării în timp distingem mai multe etape.

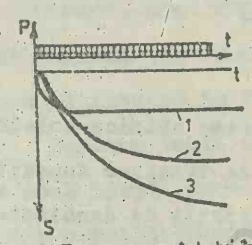


Fig 4.24 Tasarea pamîntului în timp

1 pămînt cu granule
2-3 pămînturi argiloase

In prima etapă (I) are loc expulsarea aerului din goluri.(fig.4.25). După ce aerul ce poate fi eliminat a fost evacuat, urmează expulsarea apei, în cantitatea necesară deformării scheletului pînă în momentul cînd este capabil să echilibreze sarcina exterioară (II), (fenomen denumit consolidare).

Consolidarea care apare ca urmare a expulzării aerului şi apei poartă denumirea de consolidare primară. Avînd în vedere că ea are loc prin expulzarea din pori a apei în surplus, ea

mai poartă denumirea de consolidare hidrodinamică.

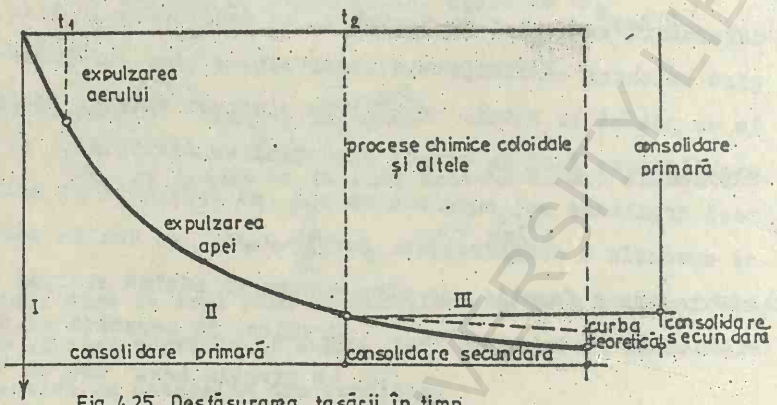



Fig 4.25. Desfăşurarea tasării în timp

In perioada III au loc procese chimice-coloidale şi de suprafaţă combinate cu fenomenul de tensiune superficială la apa capilară de contact. Apar variaţii de densitate şi vîscozitate în apa peliculară şi variaţii în mărimea forţelor moleculare de atracţie între granulele solide şi apă.

Se accentuează efectul dublului strat electric asupra filtraţiei, care decurge foarte încet, avînd nevoie de o durată foarte lungă. Procesul poartă denumirea de consolidare secundară şi este cunoscut de asemenea sub denumirea de efectul secular în procesul tasării argilelor.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.3. Starea de tensiuni în condiţiile echilibrului limită.

S-a observat că în anumite condiţii de încărcare şi de rezistenţă a rocii, se poate produce ruperea acesteia în unul sau mai multe puncte, prin faptul că tensiunea tangenţială ce ia naştere în punctul respectiv depăşeşte ca mărime rezistenţa la forfecare a acesteia. Ruperea rocii are drept urmare pierderea stabilităţii sale, apariţia unor deformaţii mari, ireversibile, care compromit continuitatea ei.

Dacă roca este fisurată, cedarea poate avea loc pe planul unei fisuri, cînd forţele de rezistenţă din fisură care au menţinut masivul în echilibru sînt depăşite ca mărime de forţele care acţionează în fisură.

Ruperea rocii sau alunecarea reciprocă pe care o suferă cele două părţi care constituie feţele unei fisuri reprezintă una din stările limită ale masivului de rocă tare.

Momentul care precede ruperea, este situaţia de echilibru limită, în care efortul unitar tangenţial într-un punct este egal cu rezistenţa la forfecare sau la alunecare în acel punct.

In cazul unui masiv de rocă continuu, acest echilibru la limită are loc după o anumită direcţie, ştiind că într-un punct tensiunea tangenţială este funcţie de orientarea în spaţiu a planului pe care se consideră respectiva stare de tensiuni. Cînd masivul este fisurat în majoritatea cazurilor acest echilibru limită are loc în planul fisurii sau într-un plan care cuprinde fisuraţia masivului.

In mecanica rocilor avînd în vedere că foarte multe probleme pot fi reduse la o problemă plană, se va analiza starea de echilibru limită pentru acest caz.

Să presupunem un masiv alcătuit din roci mobile la care se poate face aproximaţia că ar fi continuu, omogen şi izotrop. In această situaţie după cum se ştie din rezistenţa materialelor, variaţia tensiunilor $\sigma$ şi $\tau$ poate fi reprezentată prin cercul lui Mohr care are ecuaţia: (fig.4.26).

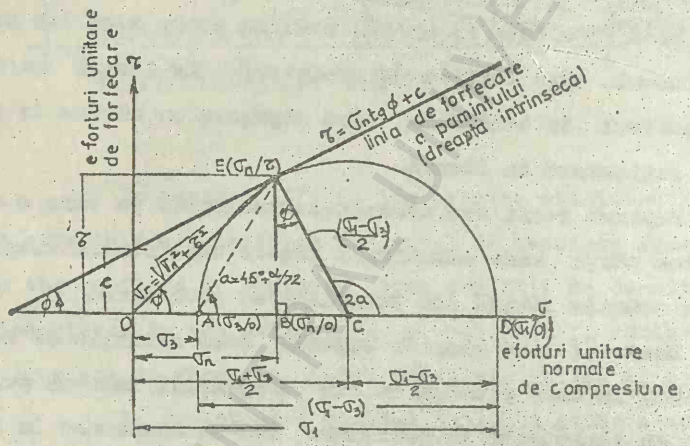



Fig 4.26. Cercul de eforturi unitare al lui MOHR

$$(\sigma_\alpha - \frac{\sigma_z + \sigma_y}{2})^2 + \tau_\alpha^2 = (\frac{\sigma_z - \sigma_y}{2})^2 + \tau_{zy}^2 \quad \text{sau}$$

$$(\sigma_\alpha - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2})^2 + \tau_\alpha^2 = (\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2})^2$$

de unde se poate explicita $\tau_\alpha$ ca fiind ( $\tau_\alpha$ este tensiunea tangenţială produsă de încărcare).

$$\tau_\alpha = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right)^2 - \left(\sigma_\alpha - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}\right)^2$$

In același timp rezistența rocii după direcția este

$$\tau_{f\alpha} = c_\alpha + \sigma'_\alpha \operatorname{tg} \varphi_\alpha$$

Considerînd materialul omogen și izotrop $c_\alpha = c$ și $\varphi_\alpha = \varphi$ ambele fiind constante după orice direcție, relația devine:

$$\tau_{f\alpha} = c + \sigma'_\alpha \operatorname{tg}\varphi$$

Înlocuind valoarea lui $\sigma'_\alpha$ cu $(\sigma_\alpha - u)$ , , u fiind presiunea apei din pori, considerată tot izotropă, rezultă:

$$\tau_{f\alpha} = c + (\sigma_\alpha - u) \operatorname{tg}\varphi$$

Reprezentînd grafic cele două relații $\tau_\alpha$ și $\tau_{f\alpha}$, deci pentru același $\sigma_\alpha$ , într-un sistem de coordonate $\sigma$ și $\tau$ , obținem un cerc și o dreaptă (fig.4.27).

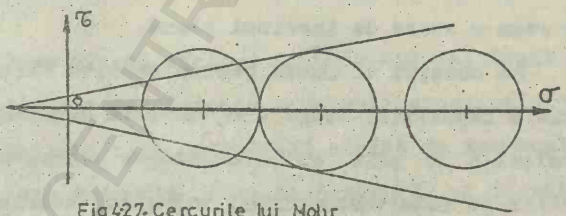



Fig 427. Cercurile lui Mohr

Funcție de valorile $\sigma_1$, $\sigma_2$, c și $\varphi$, cercul poate fi intersectat de dreaptă sau să fie cuprins între cele două ramuri ale dreptei sau tangent la ele.

Condiția de echilibru limită are loc cînd $\tau_{f\alpha} = \tau_\alpha$, pentru aceeași valoare a lui $\sigma_\alpha$, ce practic revine la condiția

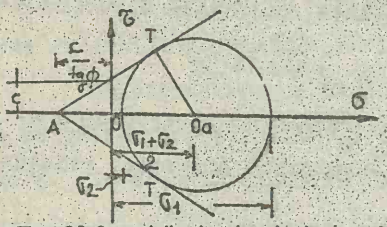


Fig 4.28. Cercul limită de eforturi unitare

ca dreapta intrinsecă să fie tangentă la cerc. Se observă că în această situaţie, condiţia de tangenţă este funcţie de tensiunile principale $\sigma_1$ şi $\sigma_2$ şi de indicii rezistenţei la forfecare a materialului respectiv c şi $\phi$. Din fig. 4.28, se poate scrie:

$$\sin\phi = \frac{\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}}{\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} + \frac{c}{tg\phi}} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 + \sigma_2 + \frac{2c}{tg\phi}}$$

Această relaţie reprezintă condiţia de echilibru limită bazată pe ipoteza de rupere Mohr-Coulomb, acceptată pentru roci, în care avem o stare de tensiuni plană.

Se observă că numai pentru anumite valori $\sigma_1$ şi $\sigma_2$ respectiv a raportului între ele, această condiţie este satisfăcută, valorile $\phi$ şi c fiind constante pentru un material dat. In practică nu interesează numai valorile tensiunilor normale principale la care apare starea limită, dar şi direcţia după care avem această stare de tensiuni. Ea poate fi determinată tot cu ajutorul cercului lui Mohr, folosind în acest scop un punct particular de pe cerc denumit pol. Polul cercului lui Mohr are proprietatea că unind un punct de pe cerc (care reprezintă o anumită stare de tensiuni după o direcţie dată, avînd un unghi egal cu jumătatea unghiului la centru $2\alpha_1$, care în

realitate reprezintă unghiul dintre acea direcţie şi direcţia tensiunii normale principale) cu polul, obţinem direcţia planului după care avem acea stare de tensiuni. Avînd în vedere că direcţia unui plan este dată prin normala la el, în reprezentarea grafică a condiţiei limită, avînd starea de tensiuni se poate determina direcţia după care ea are loc. Punctul de tangenţă reprezentînd starea de tensiuni, se uneşte cu polul P obţinîndu-se direcţia după care avem acea stare de tensiuni (fig.4.29).

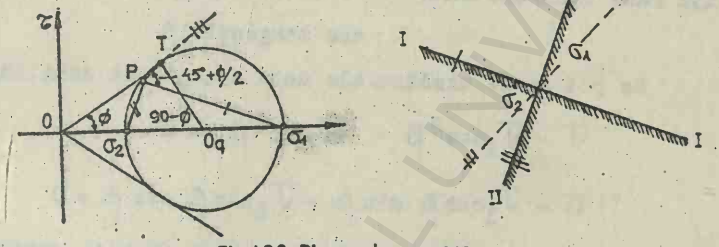



Fig 4.29. Plane de rupere

Dacă alegem axele $\sigma$ şi $\tau$ în aşa fel încît axul $\sigma$ să fie perpendicular pe direcţia tensiunii principale $\sigma_1$, unghiul faţă de planul pe care acţionează starea de tensiuni limită este unghiul dintre direcţia dată de linia PT şi direcţia axului $\sigma$, egal cu $45^\circ + \phi/2$. Rezultă că planul după care are loc în punctul respectiv starea de tensiuni limită formează cu planul pe care acţionează tensiunea normală principală $\sigma_1$ un unghi de $45^\circ + \phi/2$.

In cazul în care trebuie analizată condiţia de echilibru limită într-un masiv de roci tari, care sînt străbătute

de 2 sau 3 sisteme de fisuri, care divid masivul în blocuri, se consideră că cedarea poate avea loc în planul unui sistem de fisuri, având o orientare dată de unghiul $\beta$. (fig.4.30).

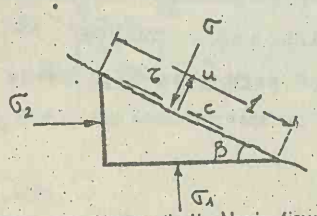


Fig. 4.30. Stare limita.Masiv fisurat

Se consideră o prismă de rocă limitată de un plan vertical, un plan orizontal şi planul fisurii. Pe feţele orizontală şi verticală acţionează tensiunile normale principale $\sigma_1$ şi $\sigma_2$, iar în planul fisurii o tensiune normală şi una tangenţială.

Se pot scrie următoarele două ecuaţii de echilibru:

$$\sigma - \sigma_1 \cos^2\beta - \sigma_2 \sin^2\beta = 0$$

$$\tau - \sigma_1 \cos\beta \sin\beta + \sigma_2 \sin\beta \cos\beta = 0$$

Pentru asigurarea stabilităţii mai trebuie satisfăcută condiţia în planul fisurii

$$\tau < c + (\sigma - u)\, tg\phi$$

Făcînd înlocuirea lui $\tau$ şi $\sigma$ din primele două relaţii şi efectuînd calculele, rezultă relaţia:

$$\sigma_1 \cos\beta \sin(\phi - \beta) + \sigma_2 \sin\beta \cos(\phi - \beta) + c\cos\phi - u\sin\phi > 0$$

care reprezintă condiţia de stabilitate a masivului pentru un punct situat în planul fisurii. Cînd $c = 0$ ea devine:

$$\sigma_1 \cos\beta \sin(\phi - \beta) + \sigma_2 \sin\beta \cos(\phi - \beta) - u\sin\phi > 0$$

Se observă că în cazul în care $\phi = \beta$ şi există presiunea apei din fisură, condiţia nu este satisfăcută şi deci

unghiul de frecare trebuie să fie mai mare decît înclinarea fisurii în acest caz. Cînd presiunea apei în fisură este zero $u = 0$, la limită se realizează stabilitatea pentru $\phi = \phi$, indiferent de valoarea tensiunilor normale principale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUPRINS


| | | |
|---|---|---|
| 1. | Clasificarea rocilor . . . . . | 1 |
| 1.1. | Clasificarea geologică - tehnică a rocilor . . . | 1 |
| 1.1.1. | Clasificarea rocilor după modul de prezentare . | 1 |
| 1.1.2. | Clasificarea rocilor după duritate şi rezistenţă la compresiune . . . . . | 2 |
| 1.1.3. | Clasificarea făcută de Ministerul Minelor, Ministerul Petrolului, Ministerul geologiei . . | 2 |
| 1.1.4. | Clasificarea rocilor după felul şi particularităţile naturii fizice a legăturilor dintre particulele minerale ce alcătuiesc rocile . . . | 5 |
| 2. | Proprietăţile fizico-mecanice ale rocilor moi . | 7 |
| 2.1. | Proprietăţile fizice ale rocilor moi . . . . . | 7 |
| 2.1.1. | Structura şi textura rocilor moi . . . . . | 7 |
| 2.1.2. | Fragmentarea naturală a rocilor moi Granulozitate. Forma particulelor. Constituienţi. Porozitate . . . . . | 11 |
| 2.1.3. | Caracteristici de fază pentru rocile moi . . . . | 20 |
| 2.1.4. | Formele de apă în rocile moi . . . . . | 29 |
| 2.1.5. | Umidităţi caracteristice . . . . . | 49 |
| 2.1.6. | Mişcarea apei în rocile moi . . . . . | 64 |
| 2.1.7. | Gazele în rocile moi . . . . . | 69 |
| 2.1.8. | Fenomenul de îngheţ în rocile moi . . . . . | 74 |
| 2.1.9. | Forţele de legătură şi scheletul rocilor . . . . | 79 |
| 2.1.10. | Proprietăţile termice ale rocilor moi . . . . . | 82 |
| 2.1.11. | Proprietăţile electrice ale rocilor moi . . . . | 84 |
| 2.2. | Proprietăţile mecanice ale rocilor moi . . . . . | 86 |


BCU "I. I. Mihalache" - BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ LIBRARY

| | | |
|---|---|---|
| 2.2.1. | Compresibilitatea rocilor moi . . . . . | 86 |
| 2.2.2. | Rezistenţa la forfecare a rocilor moi . . . . . | 104 |
| 3. | Proprietăţile fizico-mecanice ale rocilor tari . | 123 |
| 3.1. | Proprietăţile fizice ale rocilor tari . . . . . | 124 |
| 3.1.1. | Structura şi textura rocilor tari . . . . . | 124 |
| 3.1.2. | Fragmentarea naturală a rocilor tari . . . . . | 129 |
| 3.1.4. | Apa în rocile tari . . . . . | 158 |
| 3.1.5. | Forţele de legătură ale rocilor tari . . . . . | 172 |
| 3.1.6. | Proprietăţile termice ale rocilor tari . . . . . | 173 |
| 3.1.7. | Proprietăţile electrice ale rocilor tari . . . . | 174 |
| 3.2. | Proprietăţile mecanice ale rocilor tari . . . . | 174 |
| 3.2.1. | Rezistenţa rocilor tari şi a masivului . . . . . | 174 |
| 3.2.2. | Proprietăţile de rezistenţă ale rocilor, determinate pe epruvete . . . . . | 176 |
| 3.2.3. | Factorii care determină mărimea rezistenţelor stabilite pe eprubete . . . . . | 184 |
| 3.2.4. | Proprietăţile de rezistenţă ale masivului de roci | 189 |
| 3.2.5. | Lucrări in situ şi verificarea unor constatări făcute în natură . . . . . | 199 |
| 3.2.6. | Deformabilitatea rocii şi a masivului. Deformabilitatea rocii determinată pe eprubete . . . . . | 207 |
| 3.2.7. | Deformabilitatea masivului . . . . . | 217 |
| 3.2.8. | Proprietăţile mecanice legate de tehnologiile de lucru în masiv . . . . . | 225 |
| 4. | Mecanica rocilor . . . . . | 230 |
| 4.1. | Starea de tensiuni în roci . . . . . | 230 |
| 4.1.1. | Modele mecanice . . . . . | 230 |


BCU IASI COMBAC UNIVERSITY LIBRARY

4.1.2. Starea de tensiuni în semispaţiu . . . . . 233
4.1.3. Starea de tensiuni în semiplan . . . . . 240
4.1.4. Starea de tensiuni provocată de sarcina geologică . 246
4.1.5. Influenţa anizotropiei şi neomogenităţii asupra distribuţiei de tensiuni în roci . . . . . 248
4.2. Starea de deformaţie într-un masiv de roci . . . . 251
4.2.1. Calculul tasării finale ca aplicare directă a teoriei mediilor liniare deformabile . . . . . 251
4.2.2. Calculul tasării ca aplicaţie a rezultatelor de laborator . . . . . 255
4.2.3. Desfăşurarea tasării în timp . . . . . 259
4.3. Starea de tensiuni în condiţiile echilibrului limită . . . . . 261

Universitatea Al. I. Cuza Iaşi
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cota veche
Qer
Mmiv
Preţul
34,00

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

34 00